

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ÉVALUATION DE L'IMPACT DE LA MÉTHODE
D'ASSIMILATION UTILISÉE SUR LA PHASE DE DÉMARRAGE
D'UN MODÈLE ATMOSPHERIQUE

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHERE

PAR
KAMEL CHIKHAR

DÉCEMBRE 2011

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier sincèrement mon directeur de projet le Dr. Pierre Gauthier, Professeur au Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, pour avoir accepté de superviser ce travail et le rendre possible. Je le remercie pour son support scientifique, ses conseils précieux, sa grande disponibilité et sa générosité tout au long de ce projet. Je tiens également à remercier Katja Winger pour son support incontournable dans le domaine informatique. Mes remerciements vont également au Dr. Bernard Dugas pour son aide et ses précieux commentaires.

Je remercie tous les professeurs et collègues du Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère de l'UQAM.

Je terminerai par remercier mon épouse Ounissa pour sa patience, son soutien et ses encouragements.

Ce projet est financé par le Ministère du Développement Économique, l'Innovation et l'Exportation (MDEIE) et Environnement Canada.

Ce travail a été rendu possible grâce aux moyens de calcul de Calcul Canada, précisément le supercalculateur Colosse du consortium CLUMEQ installé à l'Université Laval.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.	v
LISTE DES SIGLES ET ACRONYMES.	viii
RÉSUMÉ.	ix
INTRODUCTION.	1
CHAPITRE I	
MÉTHODOLOGIE.	10
1.1 Système d'assimilation de données	11
1.1.1 Le 3D-Var.	14
1.1.2 Le 4D-Var	15
1.2 L'incrément d'analyse moyen	17
1.3 Équivalence tendance initiale et incrément d'analyse	19
1.4 Définition de la tendance systématique initiale.	22
1.5 Conclusions et remarques	24
CHAPITRE II	
IMPACT DE LA MÉTHODE D'ASSIMILATION	
SUR L'ÉQUILIBRE DYNAMIQUE	26
2.1 Description de l'objectif visé et de l'expérimentation proposée	26
2.2 Description du cadre expérimental	27
2.2.1 Le modèle	27
2.2.2 Simulations.	28
2.3 Comparaison 3D-Var vs 4D-Var	29
2.3.1 Tendances initiales de la température	29
2.3.2 Tendances initiales de la variable de l'humidité spécifique	36
2.4 Tendances initiales pour le premier pas de temps	42
2.5 Tendances après cinq jours d'intégration	45
2.6 Conclusions	48
CHAPITRE III	
IMPACT DE L'UTILISATION D'UNE ANALYSE EXTERNE	49
3.1 Problématique.	49

3.2 Description de l'expérience.	50
3.3 Résultats.	51
3.4 Conclusions.	60
CHAPITRE IV	
APPLICATION DU DIAGNOSTIC AU MRCC.	61
4.1 Simulations	61
4.2 Résultats	62
4.3 Conclusions	66
CONCLUSION.	68
BIBLIOGRAPHIE.	74

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Aperçu de cycles d'assimilation de données au service météorologique du Canada (SMC).	12
1.2 Observations utilisées dans les systèmes d'assimilation (Source : http://www.wmo.ch/web/www/OSY/GOS.html).	13
1.3 Schéma représentant le système d'assimilation du SMC. (haut) système précédant 3D-Var. (bas) système actuel 4D-Var. Les courbes à trait plein représentent la trajectoire de l'ébauche tandis que les courbes en pointillés sont les mises à jour. Les cercles pleins et vides représentent respectivement l'analyse et l'ébauche. (Source : (Laroche et al., 2007)).	17
1.4 Illustration d'un modèle non biaisé	18
1.5 Cycle d'assimilation. La courbe bleue représente les observations, les courbes noires les ébauches et les points rouges les analyses. (source : RP07)	19
2.1 Profils des tendances systématiques initiales de température en K/Jour calculées sur les premières 6 heures excluant le premier pas de temps et moyennées sur tout le globe (a), les tropiques (b), les extra-tropiques nord (c) et les extra-tropiques sud (d). Les abréviations Dyn, Rad, Con, Lsp, V.dif et Tot désignent respectivement, la dynamique (advection), la radiation, la convection, la condensation de grande échelle, la diffusion verticale et le total de ces tendances. Les intégrations utilisent des analyses 3D-Var. Les barres horizontales sur la courbe noire expriment l'intervalle de confiance à 99%.	30
2.2 Comme 2.1 mais avec des intégrations basées sur les analyses 4D-Var.	31
2.3 Profils des différences entre les tendances systématiques initiales de température (4D-Var-3D-Var) en K/Jour calculées sur les premières 6 heures excluant le premier pas de temps et moyennées sur tout le globe (a), les tropiques (b), les extra-tropiques nord (c) et les extra-tropiques sud (d).	32
2.4 Tendances moyennes de température dues à la convection pour le niveau 500 hPa en K/J pour les simulations utilisant des analyses 3D-Var (a) et celles employant des analyses 4D-Var (b).	34

2.5	Différences entre les tendances de température dues à la convection pour le 4D-Var et le 3D-Var pour le niveau 500 hPa, en K/J.	35
2.6	Profils des tendances systématiques initiales de l'humidité spécifique en g/kg/Jour calculées sur les premières 6 heures excluant le premier pas de temps et moyennées sur tout le globe (a), les tropiques (b), les extra-tropiques nord (c) et les extra-tropiques sud (d). Les intégrations utilisent des analyses 3D-Var.	37
2.7	Comme 2.6 mais pour des intégrations basées sur les analyses 4D-Var.	38
2.8	Tendances moyennes d'humidité spécifique dues à la convection pour le niveau 700 hPa pour les simulations utilisant des analyses 3D-Var (a) et celles employant des analyses 4D-Var (b) en g/Kg/J	40
2.9	Différences entre les tendances d'humidité spécifique dues à la convection pour le 4D-Var et le 3D-Var en g/Kg/J.	41
2.10	Profils des tendances systématiques initiales de température en K/Jour calculées pour le premier pas de temps moyennées sur tout le globe (a), les tropiques (b), les extra-tropiques nord (c) et les extra-tropiques sud (d). Les intégrations utilisent des analyses 3D-Var	43
2.11	Idem que 2.10 mais pour des analyses 4D-Var.	44
2.12	Profils des tendances de température en K/Jour calculées sur une période de 6 heures après cinq jours d'intégration et moyennées sur tout le globe (a), les tropiques (b), les extra-tropiques nord (c) et les extra-tropiques sud (d). Les intégrations utilisent des analyses 3D-Var.	46
2.13	Comme 2.12 mais avec des intégrations basées sur les analyses 4D-Var.	47
3.1	Profils des tendances systématiques initiales de température en K/Jour calculées sur les premières 6 heures excluant le premier pas de temps et moyennées sur tout le globe (a), les tropiques (b), les extra-tropiques nord (c) et les extra-tropiques sud (d). Les intégrations utilisent des réanalyses ERA-Interim.	52
3.2	Moyennes zonales des tendances systématiques initiales de température. (a) Simulations utilisant ERA-Interim, (b) Simulations utilisant un 4D-Var.	53
3.3	Moyennes zonales des tendances de température dues à la convection. (a) Simulations utilisant ERA-Interim, (b) Simulations utilisant un 4D-Var	54
3.4	Moyennes zonales de la température en degrés C	56

3.5	Moyennes zonales de l'humidité spécifique en kg/kg	57
3.6	Comme 2.12 mais pour des intégrations basées sur les réanalyses ERAInterim.. . . .	59
4.1	Domaine d'intégration du MRCC	62
4.2	Tendances systématiques initiales de la température en K/J. (a) MRCC sur la région de l'Amérique du nord et (b) version globale de GEM. Dans les deux cas, les résultats sont moyennés sur le domaine d'intégration du MRCC. Les simulations sont basées sur des analyses 4D-Var.	63
4.3	Comme 4.2 mais avec des simulations basées sur les réanalyses ERAInterim. A noter que l'échelle est différente que sur la figure 4.2	63
4.4	Tendances systématiques initiales de température, dues à la convection restreinte, en K/Jour au niveau 850 hPa obtenues avec le MRCC (a) et avec GEM global (b). Les conditions initiales et aux bords proviennent des analyses 4D-Var.	65
4.5	Tendances systématiques initiales de température, dues à la condensation de grande échelle, en K/Jour au niveau 850 hPa obtenues avec le MRCC (a) et avec GEM global (b). Les conditions initiales et aux bords proviennent des analyses 4D-Var	65
4.6	Tendances systématiques initiales de température, dues à la convection restreinte, en K/Jour au niveau 850 hPa obtenues avec le MRCC démarrant à partir des réanalyses ERA-Interim	66

LISTE DES SIGLES ET ACRONYMES

3D-Var	3-Dimensional VARiational data assimilation
4D-Var	4-Dimensional VARiational data assimilation
ACAR	Aircraft Communication and Recording System
AIRS	Atmospheric Infrared Sounder
AIREP	Aircraft Weather Report
AMDAR	Aircraft Meteorological Data Relay
AMSU	Advanced Microwave Sounding Unit
CEPMMT	Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
GEM	Global Environnemental Multi-échelle
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
IASI	Infrared Atmospheric Sounding Instrument
LAM	Limited Area Model (modèle à aire limitée)
METEOSAT	Meteorological Satellite
MRCC	Modèle Régional Canadien du Climat
MTSAT	Multi-functional Transport Satellite
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
SMC	Service Météorologique du Canada
SYNOP	Synoptic observation
TOVS	TIROS Operational Vertical Sounder
ZCIT	Zone de Convergence Inter-Tropicale

RÉSUMÉ

Des lacunes dans la représentation des processus physiques par un modèle atmosphérique peuvent avoir un impact sur le réalisme du climat simulé ainsi que sur sa variabilité. Il a été observé assez souvent que les climats simulés par les modèles diffèrent largement de celui réellement observé dû à la présence de biais. La qualité de la représentation des processus physiques peut être évaluée par l'équilibre entre ces processus dans les premiers instants d'une intégration utilisant comme conditions initiales une analyse. Cette dernière est réputée bien équilibrée car représentant l'état réel de l'atmosphère. Des déséquilibres entre ces processus sont un signe de défaillances du modèle quant à leur représentation. Des diagnostics sont donc nécessaires pour vérifier si les ajustements dans les paramétrisations des différents processus physiques et dynamiques tendent vers un état de l'atmosphère proche des observations. Les diagnostics utilisés sont ceux proposés par Rodwell et Palmer (2007). Ils sont basés sur les tendances systématiques initiales d'un modèle lorsque des analyses sont utilisées comme conditions initiales. Ces tendances déterminées pour les premiers instants de l'intégration sont équivalentes à l'incrément d'analyse moyen obtenu par un ensemble de cycles d'assimilation. Ce dernier, moyenné temporellement devrait être nul. Par conséquent, ces diagnostics peuvent apporter des informations très utiles sur la cohérence des processus physiques pendant que le modèle tend à retourner vers sa propre climatologie lors des premiers instants de l'intégration. D'autre part, il est bien connu que les analyses, elles-même, engendrent des problèmes de spin-up et requièrent entre autres l'utilisation d'une initialisation aux modes normaux ou l'application d'un filtre digital pour supprimer les ondes de gravité artificielles. Dans leur étude, Gauthier et Thépaut (2001) ont montré que les analyses 4D-Var produisent des conditions initiales mieux équilibrées et ne nécessitent pas l'application de contraintes pour maintenir cet équilibre. Dans cette étude, en utilisant un modèle global très similaire à celui utilisé pour produire les analyses, il a été montré que la différence de l'impact sur les diagnostics des tendances initiales était significative dans les tropiques selon qu'on utilise des analyses 3D-Var ou 4D-Var. Cet impact est surtout observé dans l'activité convective de la zone de convergence inter-tropicale (ZCIT). On notera qu'une analyse vise à se rapprocher des observations sous la contrainte de demeurer près d'une ébauche obtenue d'une prévision à courte échéance produite par un modèle de prévision numérique. Ce dernier constitue une composante primordiale dans le système d'assimilation. D'autres expériences utilisant des systèmes d'assimilation différents ont montré, à travers ces diagnostics, que le modèle était très sensible aux conditions initiales utilisées. Finalement, ces diagnostics ont été évalués pour le modèle régional canadien du climat (MRCC) intégré sur la région de l'Amérique du nord avec les mêmes paramétrages que ceux utilisés dans le modèle global. Ces intégrations sont effectuées en utilisant des conditions initiales et aux bords provenant de deux systèmes d'assimilation différents. Les résultats ont montré de nettes différences indiquant que le modèle est mieux équilibré lorsque l'analyse et les conditions aux bords proviennent du système d'assimilation dans lequel le modèle utilisé est similaire à celui employé dans l'intégration.

INTRODUCTION

Dans toute étude de changement climatique, les prédictions du climat futur sont fournies à l'aide de modèles de plus en plus complexes. Les informations ainsi obtenues et destinées aux études d'impact et d'adaptation, sont associées à des incertitudes dues à plusieurs sources d'erreurs. Ces incertitudes constituent un aspect essentiel dans les projections climatiques et sont très utiles dans l'évaluation des conséquences environnementales prévues (Stainforth et al., 2005 ; Murphy et al., 2004).

Une des sources importantes d'erreurs est l'erreur des modèles. En effet, malgré leur complexité, les modèles contiennent des erreurs de plusieurs sortes qui conduisent parfois à des simulations complètement irréalistes. Une des sources d'erreur reconnue dans les modèles réside dans les erreurs dans la représentation des processus physiques sous-maille par les modèles. Par exemple, les schémas de paramétrisations physiques contiennent des paramètres qui ne peuvent être déterminés explicitement par des lois ou principes de la physique. Ils sont alors estimés et calibrés de façon à coller, en moyenne, aux observations.

Il est important de quantifier les erreurs des modèles. Détecter un désaccord entre le modèle et les observations semble assez aisé ; toutefois trouver l'erreur du modèle responsable de ces désaccords est cependant beaucoup plus difficile. Dans tout système de prévision, climatique ou de courte et moyenne échéance, il est primordial de quantifier le réalisme du modèle utilisé et d'évaluer ses performances prédictives. La qualité d'un modèle atmosphérique peut être vue comme la contribution de plusieurs facteurs qui peuvent être par exemple sa structure (résolution horizontale et verticale), discrétisation et schémas numériques, ainsi que la représentation des processus physiques non résolus par le modèle. Le perfectionnement du modèle est en grande partie relié à l'amélioration

de sa représentation des processus physiques.

Il existe plusieurs méthodes pour tester la qualité d'un modèle. On utilise, par exemple dans les centres de prévision opérationnels, plusieurs tests tels que l'erreur quadratique moyenne ou la corrélation d'anomalie pour évaluer la qualité de la prévision à différentes échéances (Wilks, 2006). L'erreur quadratique moyenne est la moyenne spatiale et sur plusieurs prévisions des carrés des différences entre les prévisions et les observations brutes calculées aux points de grille du modèle. On vérifie souvent en comparant les prévisions aux analyses valides au même moment. La corrélation d'anomalie désigne la corrélation entre les écarts des prévisions et des analyses par rapport au climat. Ces tests, bien que très utiles, ne donnent qu'une information générale sur la performance du modèle et ne donnent pas suffisamment de détails sur ses lacunes et ses erreurs éventuelles. En effet, ces tests nous informent des erreurs de prévision en général qui peuvent, par exemple être causées par une faible résolution horizontale ou verticale, à des défaillances dans la représentation des processus physiques ou à d'autres sources d'erreurs dont les analyses elles-mêmes.

Dans le contexte de changement climatique, les informations fournies pour établir des stratégies de planification ou des mesures d'adaptation proviennent des simulations de modèles climatiques. Ces informations sont accompagnées d'une estimation des incertitudes des modèles par rapport à la variabilité naturelle du climat. Il est donc primordial de fournir toutes les possibilités de changements dans le climat futur avec des informations sur les incertitudes associées. Les manières par lesquelles ces incertitudes sont déterminées et présentées sont d'une grande importance.

Une approche probabiliste peut être utilisée pour évaluer la variabilité des simulations climatiques associée aux incertitudes sur différents paramètres du modèle. L'incertitude associée au modèle climatique est évaluée par un ensemble de simulations pour lesquelles on perturbe des paramètres dans les schémas de paramétrisations selon des considérations théoriques parfois plus ou moins réalistes (Murphy et al., 2004 ; Stainforth et al., 2005). On construit ainsi une densité de probabilité ou une distribution de fréquence du climat simulé par l'ensemble de ces versions du modèle. Le poids affecté à chaque version

du modèle est déterminé par la qualité de sa simulation du climat présent.

Les modèles climatiques sont en général évalués en testant la qualité de leur estimation du climat présent. Ici aussi, le test peut être incomplet car il ne fournit pas d'informations détaillées sur les sources des erreurs. Par exemple, la variabilité des modèles climatiques, très importante dans toute étude de changement climatique, pourrait être engendrée artificiellement par des déséquilibres dus essentiellement à des incohérences dans les perturbations des paramétrisations physiques et donc des erreurs dans la représentation des processus physiques.

Il est, par conséquent, très utile de mettre en oeuvre d'autres types de tests qui soient complémentaires à ceux déjà utilisés, mais qui produisent plus d'informations et plus de détails quant à la cohérence des modèles et permettent d'identifier avec plus de précision l'origine des erreurs éventuelles.

Rodwell et Palmer (2007, RP07 ci-après) proposent un test basé sur les tendances systématiques initiales pour évaluer des configurations d'un modèle climatique pour lesquelles la manière par laquelle les processus physiques sont traités a été modifiée. Cette modification peut être une altération de paramètres dans les schémas de paramétrisation ou carrément des différents schémas pour le traitement des processus physiques.

Cette approche des tendances initiales met en jeu un ensemble de prévisions du temps successives, à très courte échéance (typiquement six heures ou quatre prévisions par jour) et couvrant au total une assez longue période (un mois ou plus). Chaque prévision est démarrée à partir d'une analyse produite par un système d'assimilation utilisant le même modèle que celui qu'on veut évaluer. Les tendances de variables choisies sont ensuite extraites pour chaque processus physique et dynamique qui contribue à l'incrémentation de ces variables à chaque pas de temps de l'intégration. Ces tendances moyennées temporellement et spatialement sur des régions particulières constituent ce que l'on appelle 'la tendance systématique initiale'. La tendance initiale nette, obtenue en sommant toutes les tendances individuelles relatives à chaque processus, nous permet de diagnostiquer l'équilibre du modèle considéré. Un modèle bien équilibré affichera en moyenne une tendance initiale nette nulle en considérant que l'analyse est de bonne

qualité. Au contraire, dans le cas où cette tendance moyenne est non nulle, ceci révèle des déséquilibres entre les processus représentés par le modèle. Ce test ainsi élaboré offre l'avantage de diagnostiquer l'équilibre des modèles mais il a également l'atout de fournir le détail à travers les tendances individuelles de chaque processus (convection, radiation etc.). Ceci permet de mieux comprendre les déséquilibres affichés par le modèle étudié et leur donner des explications physiques.

D'un autre côté, il a été montré que la plupart des incertitudes reliées à la physique des modèles provient des processus dits 'rapides' (Murphy et al., 2004) car leur effet se fait sentir dès les premiers instants de l'intégration du modèle. Cette remarque renforce l'idée que le test des tendances initiales peut être utilisé pour évaluer les modèles climatiques.

Dans leur étude, RP07 ont utilisé le modèle du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT) comme modèle de contrôle auquel des modifications ont été apportées. Ils ont ainsi modifié le paramètre d'entraînement (paramètre qui régule le taux d'échange d'humidité et de flottabilité du nuage convectif avec le milieu environnant) en le divisant par cinq dans un cas et en le multipliant par 3 dans l'autre cas. Une version du modèle dans laquelle le schéma de traitement des nuages a été modifié a été également évaluée. Les tendances ont été déterminées pour la région de l'Amazonie/Brésil (300°E – 320°E , 20°S – 0°N) où le modèle du CEPMMT présente des problèmes dans le traitement de la mousson de l'Amérique du sud. Le test des tendances initiales a montré que le modèle 'contrôle' était assez bien équilibré et que la version où le schéma des nuages a été modifié apporte des améliorations. Par contre, les versions dans lesquelles le paramètre d'entraînement a été altéré provoquent une dégradation nette de l'équilibre du modèle, surtout la version où ce paramètre a été divisé par cinq. Ainsi, en modifiant les paramétrages du modèle, on peut le déstabiliser et augmenter indûment l'estimation de l'incertitude d'un scénario climatique.

Un aspect important étudié dans RP07 est la linéarité dans la combinaison de versions de modèle. Ici, la linéarité exprime le fait que la somme des tendances issues de deux versions d'un modèle pour lesquelles on a perturbé un paramètre différent correspond aux tendances obtenues par la version où on a perturbé les deux paramètres simultanément.

Cette propriété est très importante dans la quantification des incertitudes des prédictions climatiques dues à l'erreur modèle et dans lesquelles on utilise un ensemble de versions d'un modèle climatique pour la construction des fonctions de densité de probabilité.

Un autre aspect important introduit par l'étude de RP07 est le coût de calcul qu'on doit considérer dans l'élaboration des tests de performance des modèles. En effet, les tests appliqués actuellement sont très coûteux en temps de calcul et nécessitent, notamment pour les modèles climatiques, des simulations de plusieurs décennies. Par exemple, tester un ensemble de versions d'un modèle climatique représente une opération fastidieuse en terme de capacité et temps de calcul et constitue très souvent un handicap pour les modélisateurs et les scientifiques du climat dans leur travail de recherche.

Les tests doivent être établis à des coûts de calcul les plus bas possibles pour faciliter le travail de recherche et notamment la conduite d'expériences sur de nouvelles versions de modèles qu'on cherche à développer.

Le coût de calcul de l'approche des tendances initiales est très avantageux. En effet, dans leur étude, RP07 ont évalué le coût de calcul de toute l'opération, c'est à dire l'assimilation de données plus 124 simulations de six heures avec un pas de temps de 30 minutes, à l'équivalent de 4.7 années de simulations d'un modèle couplé à la même résolution.

Dans le but de démontrer les limitations du test de simulation du climat présent, RP07 ont effectué des simulations climatiques en utilisant la version du modèle dans laquelle le paramètre entraînement est divisé par cinq. Ensuite le test de Stainforth et al. (2005) a été appliqué à cette version. Les auteurs tentent de mesurer l'incertitude relative à l'erreur modèle avec une approche multi-modèles dans laquelle la physique d'un modèle standard est perturbée en modifiant quelques paramètres des schémas de paramétrisations. Les paramètres modifiés affectent entre autres la représentation des nuages et des précipitations, le seuil d'humidité relative pour la formation des nuages, ainsi que d'autres processus. La perturbation de ces paramètres se fait selon des considérations jugées plausibles par les experts dans le domaine de la paramétrisation. Cette approche produit ainsi un grand ensemble de versions de modèles. Chaque version est

ensuite testée en évaluant l'erreur quadratique moyenne relative au modèle standard ou contrôle. Le résultat de l'étude de RP07 a montré que cette version de modèle (entraîné divisé par cinq discuté plus haut) a passé le test tel que défini par Stainforth et al. (2005) et serait accepté comme membre de l'ensemble dans la construction de la fonction de distribution de probabilités et cela malgré la très faible qualité de son équilibre dynamique indiquant une mauvaise représentation des processus physiques. Ce résultat met en évidence les limitations de tels tests et indique que l'approche de Stainforth et al. (2005) peut engendrer des versions de modèle déséquilibrés et entraîne une augmentation artificielle de l'estimation de la variabilité climatique. L'étude de RP07 montre l'avantage d'utiliser des tests préliminaires tels que celui des tendances initiales pour éliminer les modèles fortement déséquilibrés ou du moins diminuer le poids qui leur est affecté.

Dans leur étude, Rodwell et Jung (2008) utilisent le diagnostic des tendances initiales pour essayer de comprendre et expliquer l'impact d'un changement appliqué au modèle sur le comportement des processus physiques. Dans ce cas, le modèle exploré est le modèle du CEPMMT et la modification apportée consiste en un changement dans la climatologie des aérosols et principalement la constitution des particules de poussière du Sahara. Les tendances initiales ont été moyennées sur la région de faible mousson nord Africaine (20°W – 40°E , 5 – 15°N) et sur une période d'un mois. Les diagnostics des tendances initiales ont été calculés pour les deux types de climatologies d'aérosols. Dans le cas où le modèle utilise l'ancienne climatologie, ces diagnostics montrent des erreurs notamment un réchauffement dans la basse troposphère et un réchauffement dans la partie moyenne et supérieure. Dans le cas où la nouvelle climatologie d'aérosols est utilisée, le modèle présente moins d'erreurs avec moins de réchauffement dans les basses couches avec toutefois les mêmes lacunes observées dans les couches moyennes et supérieures. Les deux principaux processus affectés par ces changements sont la convection et la radiation. Il apparaît que le refroidissement (déstabilisation) dû à la radiation est plus intense dans le cas de la nouvelle climatologie d'aérosols. Ceci est expliqué par une plus faible absorption du rayonnement solaire par les aérosols de poussière. Une intensification de la

convection est également observée en réponse à une plus forte déstabilisation. La convection peut ainsi se déclencher plus rapidement et à des niveaux d'humidité plus bas. Cette dualité radiation/convection constitue un mécanisme de réponse rapide au changement dans la physique à travers la climatologie d'aérosols. Les auteurs de cette étude ont mis en évidence l'utilité de cette technique qui a permis de diagnostiquer de tels mécanismes de réponse avant que les interactions entre les processus ne deviennent trop importantes et compliquent grandement les interprétations. La technique des tendances initiales se révèle donc comme un outil puissant d'évaluation des modèles. L'étude a ainsi permis de conclure que la nouvelle climatologie d'aérosols apporte une amélioration à la qualité du modèle sur la région d'intérêt.

Les diagnostics des tendances systématiques initiales ont été appliqués pour la première fois par Klinker et Sardeshmukh (1992). Leur étude traitait le bilan de quantité de mouvement et avait comme objectif l'identification et l'isolation d'erreurs potentielles dans les paramétrisations du momentum et des sources de chaleur. Le but était de mettre en place une méthode rationnelle pour diagnostiquer les erreurs systématiques dans les prévisions opérationnelles du CEPMMT. Dans leur étude, les tendances systématiques initiales ont été évaluées en considérant uniquement le premier pas de temps de l'intégration. Leur argument était qu'une tendance systématique faible pour le premier pas de temps entraîne nécessairement des tendances faibles pour les pas de temps suivants. Le calcul de la tendance au premier pas de temps constitue une évaluation à un état le plus proche possible de l'état réel de l'atmosphère. Ainsi, grâce à leur étude, Klinker et Sardeshmukh sont parvenus, à l'aide de ce diagnostic à identifier des problèmes dans le schéma de paramétrisation des ondes de gravité utilisé dans le modèle du centre européen (CEPMMT).

Le test de RP07 introduit plus haut est différent de celui employé par Klinker et Sardeshmukh (1992). En effet, leur test présente une innovation dans le sens où cette fois-ci les tendances sont calculées et moyennées sur les six heures suivant le premier pas de temps. L'argument avancé par les auteurs de cette nouvelle méthode est que, d'une part, la structure du premier pas de temps du modèle est différente des pas de

temps suivants, ceci pour permettre un démarrage à froid du modèle (certaines variables étant mises à zéro au début de l'intégration) et, d'autre part, la tendance calculée pour ce premier pas de temps est insuffisante pour tenir compte du cycle diurne. Dans leur étude, RP07 ont utilisé ce diagnostic comme outil d'évaluation de l'amélioration apportée par une version de modèle relativement à la version contrôle. Ce diagnostic tel que proposé constitue une alternative pour évaluer l'incertitude reliée à l'erreur de modèle dans les études de changement climatique. Ce test sur l'équilibre du modèle peut servir comme pondération à un ensemble de versions de modèle climatique utilisé pour la fabrication de la fonction de densité de probabilité relative aux scénarios climatiques futurs tels que simulé par ce modèle. D'autre part, cette technique permet d'évaluer l'amélioration ou la dégradation qu'on apporte au modèle en modifiant sa représentation des processus physiques. Cette modification pourrait s'effectuer par exemple, en altérant des paramètres dans les schémas de paramétrisation ou en utilisant d'autres schémas. Une description détaillée de cette technique est présentée dans le chapitre suivant.

Dans ce travail, on se propose d'utiliser les diagnostics des tendances systématiques initiales tels que définis par RP07 pour étudier l'équilibre du modèle GEM (Global Environmental Multi-échelle) pendant les premiers instants de l'intégration. Le modèle GEM est le modèle de prévision opérationnel d'Environnement Canada (Côté et al., 1998 ; Bélair et al., 2009). La version du modèle GEM utilisée dans cette étude présente quelques modifications apportées pour effectuer des simulations climatiques globales (Dugas et Winger, 2009).

Un des objectifs, à travers l'application de ces diagnostics, vise à :

- Évaluer le comportement des processus physiques tels que représentés par le modèle
- Mieux comprendre l'évolution de l'équilibre entre les processus
- Évaluer cet équilibre entre les processus pour des régions spécifiques telles que les tropiques où l'équilibre entre les processus physiques est différent.

Rodwell et Palmer attribuent les déséquilibres affichés par les tendances initiales à des erreurs du modèle lui-même. Or, l'analyse peut elle-même créer des déséquilibres, ce qui nécessite l'application d'une contrainte explicite avec une méthode d'initialisation aux

modes normaux (Baer, 1977; Machenhauer, 1977) ou par filtre digital (Lynch, 1997). Ceci est nécessaire pour les méthodes d'assimilation séquentielles comme le 3D-Var (Gauthier et al., 1999) ou l'interpolation optimale. L'analyse variationnelle 4D-Var permet d'inclure une contrainte de manière implicite (Courtier et Talagrand, 1990; Gauthier et Thépaut, 2001). En particulier, Gauthier et Thépaut (2001) ont montré que les analyses 4D-Var exhibent un meilleur équilibre dynamique et ce même si aucune contrainte d'initialisation n'est utilisée. Notre étude s'est fixé comme objectif l'examen de cette question en utilisant les diagnostics des tendances initiales. A cet effet, des analyses produites par des systèmes d'assimilation 3D-Var et 4D-Var provenant du service météorologique du Canada (SMC) sont employées. Dans les deux cas, l'équilibre du modèle durant les premiers instants de l'intégration est évalué.

On se propose également d'évaluer l'effet qu'aurait sur cet équilibre l'utilisation d'analyses provenant de systèmes d'assimilation différents. En effet, en plus des analyses du SMC, l'équilibre du modèle a été prospecté en utilisant des réanalyses ERA-Interim provenant du CEPMMT. Ces réanalyses sont produites en utilisant un modèle différent de celui du SMC et donc sa représentation des processus physiques est différente. D'autre part, l'ébauche utilisée pour produire ces réanalyses laisse une empreinte qui reflète l'équilibre particulier du modèle utilisé par l'assimilation.

On cherchera à comprendre et mesurer s'il est possible d'utiliser des analyses produites par un centre externe et appliquer les diagnostics des tendances initiales comme révélateur des déséquilibres entre les processus physiques.

Finalement, ce diagnostic a été quantifié pour une version à aire limitée du modèle afin de comparer les résultats obtenus avec ceux de la version globale. Cette expérience nous permettra d'évaluer l'effet de la configuration spatiale sur l'équilibre du modèle.

CHAPITRE I

MÉTHODOLOGIE

La production d'une analyse dans un système d'assimilation consiste à combiner une ébauche (prévision à court terme) aux observations. Ces analyses se rapprochent au mieux de l'état réel de l'atmosphère à un instant donné et fournissent les conditions initiales pour une intégration de modèle. Toutefois, il a été noté que ces conditions initiales ne respectent pas nécessairement les équilibres dynamiques du modèle, ce qui crée un problème dit de "spin-up" dans les premiers instants de l'intégration. Diverses techniques comme l'initialisation par modes normaux (Daley, 1991) ont été développées pour modifier les conditions initiales afin d'éviter l'émergence d'ondes de gravité transientes.

L'intégration d'un modèle procède en calculant des tendances des variables du modèle comme, par exemple, la température. Au temps initial, ces tendances reflètent en quelque sorte le comportement du modèle lorsque celui-ci utilise des conditions initiales proches de l'état atmosphérique réel. RP07 ont proposé l'idée que ces tendances calculées dans les premiers instants de l'intégration, peuvent être utilisées pour diagnostiquer l'équilibre dynamique du modèle et évaluer les incohérences entre les différents processus physiques qui influencent la tendance de la variable considérée telle que la température.

Dans ce chapitre, les principes de l'assimilation de données sont introduits pour montrer comment sont définies les corrections apportées à l'ébauche, soit les incréments d'analyse. On montrera, ensuite, le lien existant entre l'incrément d'analyse moyen et la moyenne des tendances initiales. On présente finalement de manière détaillée les diag-

nostics des tendances utilisées dans notre étude et la méthode employée pour les calculer.

1.1 Système d'assimilation de données

Le but de l'assimilation de données est d'obtenir une représentation, régulière et physiquement cohérente, en quatre dimensions, de l'état de l'atmosphère à partir d'ensemble de données obtenues in-situ ou à partir d'instruments embarqués et dont la couverture est imparfaite et irrégulière dans le temps et dans l'espace (Daley, 1991).

Pour atteindre cet objectif, les observations de toute sorte et toute origine sont combinées avec les prévisions d'un modèle numérique pour obtenir un estimé optimal de l'état de l'atmosphère. Cette méthode présente quelques problèmes que le système d'assimilation doit prendre en charge. En effet, la dimension d'un état atmosphérique tel que représenté par la prévision du modèle numérique qu'on appelle "ébauche" est plus grande que le nombre d'observations. D'autre part, la nature des données utilisées peut être différente des variables du modèle. La façon par laquelle est traité ce problème varie d'un système d'assimilation à un autre.

L'assimilation de données est utilisée pour plusieurs raisons, parmi lesquelles on peut citer :

- La production des conditions initiales pour les modèles de prévision météorologique.
- La production d'un état de l'atmosphère physiquement et dynamiquement cohérent pour des études climatologiques, c'est ce qu'on appelle les réanalyses. Plusieurs ensembles de réanalyses existent tels que ERA-40 (ECMWF Re-Analysis ou réanalyses du Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme) qui couvre la période entre 1957 et 2002, ERA-Interim, réanalyses provenant du même centre mais couvrant la période de 1979 jusqu'à présent, et les réanalyses NCEP (National Centers for Environmental Prediction).
- La validation des prévisions des modèles contre les analyses.

Dans les centres météorologiques opérationnels, le processus d'assimilation est effectué plusieurs fois par jour. Typiquement quatre cycles d'assimilation sont complétés à 00UTC, 06UTC, 12UTC et 18UTC. Un aperçu du cycle d'assimilation de centre météo-

rologique canadien est présenté sur la figure 1.1 où à chaque heure synoptique principale, une analyse est produite en combinant les différentes observations avec une ébauche qui est ici une prévision de 6-h basée sur l'analyse précédente. Cette prévision 'transporte' en quelque sorte l'information obtenue des prévisions antérieures.

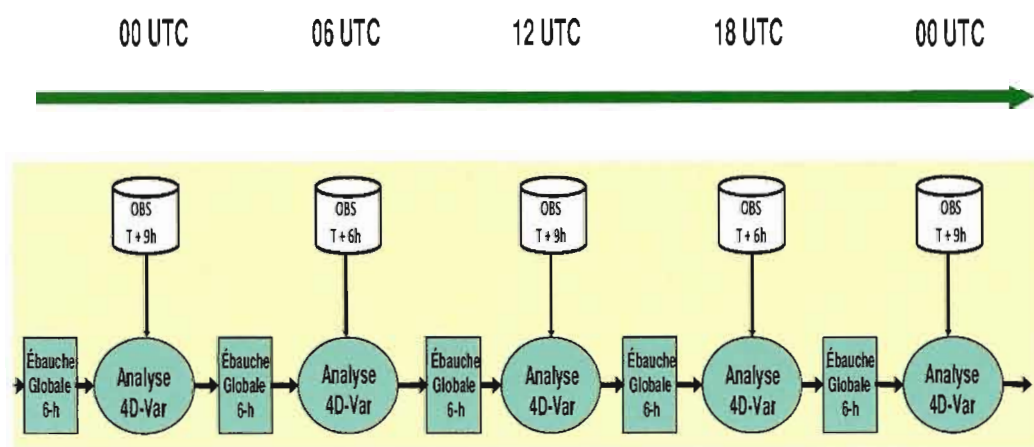


FIGURE 1.1: Aperçu de cycles d'assimilation de données au service météorologique du Canada (SMC)

Les observations utilisées dans le système d'assimilation proviennent de plusieurs sources et sont obtenues in-situ ou à l'aide d'instruments embarqués sur avions, bateaux et satellites. Ces derniers surtout fournissent une quantité de données de plus en plus importante. La figure 1.2 schématise les différents types de données utilisées dans les systèmes d'assimilation.

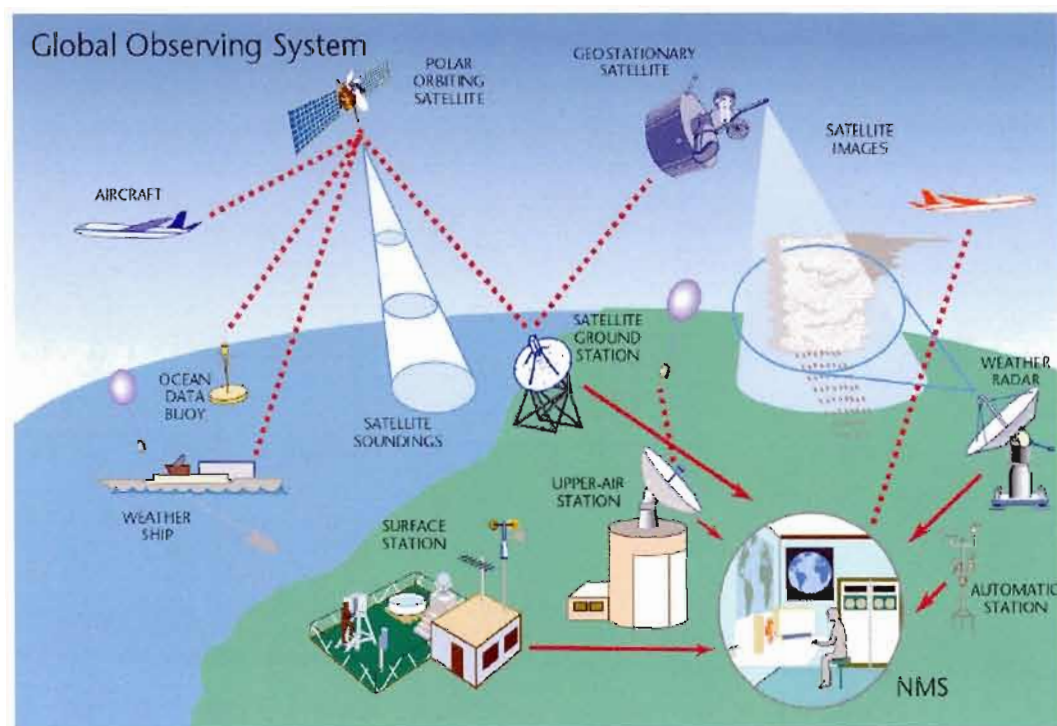


FIGURE 1.2: Observations utilisées dans les systèmes d'assimilation
(Source : <http://www.wmo.ch/web/www/OSY/GOS.html>)

Les données dites conventionnelles proviennent de plusieurs sources. On retrouve :

- Les données de surface provenant de stations terrestres (SYNOP) aux heures synoptiques (toutes les 6 heures) ainsi que les informations obtenues à partir de bouées marines et des navires (BUOY et SHIP).
- Les radiosondages fournissent un profil vertical de l'atmosphère (vent, température et humidité) typiquement à 00UTC et 12UTC.
- Les AIREP, ACARS et AMDARS fournissent des observations météorologiques à partir d'aéronefs (principalement le vent et la température).

Les données satellitaires proviennent d'instruments mesurant les radiances dans l'infrarouge (e.g., TOVS, AIRS, IASI) et les micro-ondes (e.g., AMSU-a, b, SSM/I et SSMIS). L'imagerie satellitaire déduit les vents du déplacement des nuages à différentes altitudes. Cette imagerie est principalement fournie des satellites géostationnaires (GOES, METEOSAT, MTSAT).

Les observations doivent, avant leur traitement, subir un contrôle de qualité pour filtrer et corriger les données erronées.

L'assimilation de données se présente comme un problème d'estimation statistique dépendant d'informations sur les erreurs de l'ébauche et celles des observations (Gandin, 1963 ; Daley, 1991). En effet, il s'agit de trouver un estimé de l'état de l'atmosphère le plus proche de la réalité, c'est à dire avec une variance d'erreur minimale en utilisant les statistiques sur les erreurs des différentes sources d'informations.

1.1.1 Le 3D-Var

Le principe du 3D-Var est identique à celui de l'interpolation statistique (Lorenc, 1988). Il s'agit de corriger le champ d'ébauche par un ensemble d'observations en connaissant les statistiques d'erreur de chaque source d'information (ébauche et observation). Le meilleur estimé de l'état réel est obtenu, pour des distributions gaussiennes, en minimisant la variance totale d'erreur d'analyse. La méthode variationnelle traite ce problème en minimisant une fonction coût J qui mesure la distance de cette analyse à l'ébauche, pondérée par l'inverse de la covariance d'erreur de l'ébauche, et la distance aux observations, pondérée par l'inverse de la covariance d'erreur des observations (Gauthier et al., 1999). Cette fonction coût s'écrit

$$J(\mathbf{x}) = \frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) + \frac{1}{2}(\mathbf{H}(\mathbf{x}) - \mathbf{y})^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{H}(\mathbf{x}) - \mathbf{y}) \quad (1.1.1)$$

où \mathbf{x} représente l'état modèle, \mathbf{x}_b le champ d'essai (ébauche), \mathbf{y} les observations, \mathbf{B} , la matrice de covariance de l'erreur du champ d'essai, \mathbf{R} la matrice de covariance d'erreur des observations et \mathbf{H} représente l'opérateur d'observation (linéaire ou non) qui sert à effectuer la transformation nécessaire de l'état modèle vers les observations.

L'analyse est obtenue au minimum de la fonction coût, c'est à dire $\nabla J = 0$. On peut montrer que l'analyse s'écrit alors sous la forme

$$\mathbf{x}_a = \mathbf{x}_b + \mathbf{K}(\mathbf{y} - \mathbf{H}(\mathbf{x}_b)) \quad (1.1.2)$$

La matrice de gain \mathbf{K} est définie par

$$\mathbf{K} = \mathbf{B}\mathbf{H}^T(\mathbf{R} + \mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^T)^{-1} \quad (1.1.3)$$

La minimisation s'effectue à l'aide d'algorithmes de descente tels que le gradient conjugué ou quasi-Newton (Navon et Legler, 1987 ; Gilbert et LeMaréchal, 1989).

L'approche incrémentale du 3D-Var (Courtier et al., 1994) est formulée en minimisant la fonction coût, non pas par rapport à la variable \mathbf{x} mais, cette fois-ci, par rapport à $\delta\mathbf{x}$ défini par

$$\delta\mathbf{x} = \mathbf{x} - \mathbf{x}_b \quad (1.1.4)$$

Avec ce changement de variable, la fonction coût peut s'écrire

$$J(\delta\mathbf{x}) = \frac{1}{2}(\delta\mathbf{x})^T \mathbf{B}^{-1}(\delta\mathbf{x}) + \frac{1}{2}(\mathbf{H}'\delta\mathbf{x} - \mathbf{y}')^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{H}'\delta\mathbf{x} - \mathbf{y}') \quad (1.1.5)$$

où $\mathbf{H}' = \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{x}} |_{\mathbf{x}_b}$ est le jacobien de l'opérateur non linéaire \mathbf{H} évalué en $\mathbf{x} = \mathbf{x}_b$ alors que $\mathbf{y}' = \mathbf{y} - \mathbf{H}(\mathbf{x}_b)$ sont les innovations (écarts entre les observations et l'équivalent modèle des observations).

Le problème est similaire à l'original sauf que l'opérateur d'observation est linéarisé autour de \mathbf{x}_b et le jacobien \mathbf{H}' est utilisé à la place de l'opérateur non linéaire.

Le résultat de la minimisation est l'incrément d'analyse $\delta\mathbf{x}_a$, tel que

$$\mathbf{x}_a = \mathbf{x}_b + \delta\mathbf{x}_a \quad (1.1.6)$$

où $\delta\mathbf{x}_a$ désigne l'incrément d'analyse et représente la correction à apporter à l'ébauche pour se rapprocher des observations.

1.1.2 Le 4D-Var

L'extension du 3D-Var vers le 4D-Var se fait en considérant une fenêtre temporelle ($t_0 < t < t_n$). On cherche maintenant à déterminer des conditions initiales x_0 conduisant

à une 'trajectoire' $\mathbf{x}(t)$ qui minimise la fonction coût suivante

$$J(\mathbf{x}_0) = \frac{1}{2}(\mathbf{x}_0 - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x}_0 - \mathbf{x}_b) + \frac{1}{2} \sum_{i=0}^N (\mathbf{H}(\mathbf{x}(t_i)) - \mathbf{y})^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{H}(\mathbf{x}(t_i)) - \mathbf{y}) \quad (1.1.7)$$

où N désigne le nombre d'intervalles de temps définis sur la fenêtre temporelle.

L'approche incrémentale est appliquée en posant

$$\mathbf{x}(t) = \mathbf{x}_R(t) + \delta\mathbf{x}(t) \quad (1.1.8)$$

où $\mathbf{x}_R(t) = \mathcal{N}(\mathbf{x}_0, t)$ est une intégration du modèle non linéaire complet à partir des conditions initiales \mathbf{x}_0 . Tel que montré par Talagrand et Courtier (1987), une perturbation $\delta\mathbf{x}_0$ aux conditions initiales conduit à une perturbation $\delta\mathbf{x}(t)$ qui peut être approximée par $\delta\mathbf{x}(t) = L(t_0, t)\delta\mathbf{x}_0$ où $L(t_0, t)$ est le propagateur du modèle linéaire tangent. Introduisant ceci dans 1.1.7, le 4D-Var incrémental consiste à minimiser la fonction objective

$$\begin{aligned} J_L(\delta\mathbf{x}_0) = & \frac{1}{2}\delta\mathbf{x}_0^T \mathbf{B}^{-1}\delta\mathbf{x}_0 \\ & + \frac{1}{2} \sum_{i=0}^N (\mathbf{H}'(\mathbf{x}_R(t_i))L(t_0, t_i)\delta\mathbf{x}_0 - \mathbf{y}'_i)^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{H}'(\mathbf{x}_R(t_i))L(t_0, t_i)\delta\mathbf{x}_0 - \mathbf{y}'_i) \end{aligned} \quad (1.1.9)$$

En minimisant ceci, on obtient $\delta\mathbf{x}_0 = \delta\mathbf{x}_a$

et l'analyse est $\mathbf{x}_a = \mathbf{x}_b + \delta\mathbf{x}_a$

Pour résoudre 1.1.7, une suite de linéarisations successives peut être faite. Dans Courtier et al. (1994), ceci correspond aux itérations dites externes, alors que les itérations effectuées pour minimiser 1.1.9 constituent les itérations de la boucle 'interne'. On réfère le lecteur à Courtier et al. (1994) et Gauthier et al. (2007) pour plus de détails.

La figure 1.3, tirée de Laroche et al. (2007), illustre bien la différence entre le 3D-Var et le 4D-Var. En effet, dans le cas du 3D-Var, l'incrément d'analyse est estimé au centre de la fenêtre d'assimilation. Les observations assimilées sont situées sur un intervalle de temps de 3-h sauf celles des radiances qui s'étalent sur une fenêtre de 6-h. Dans le cas du 4D-Var, les observations assimilées couvrent un intervalle de 6 heures et la minimisation

aboutit à une trajectoire sur toute la fenêtre.

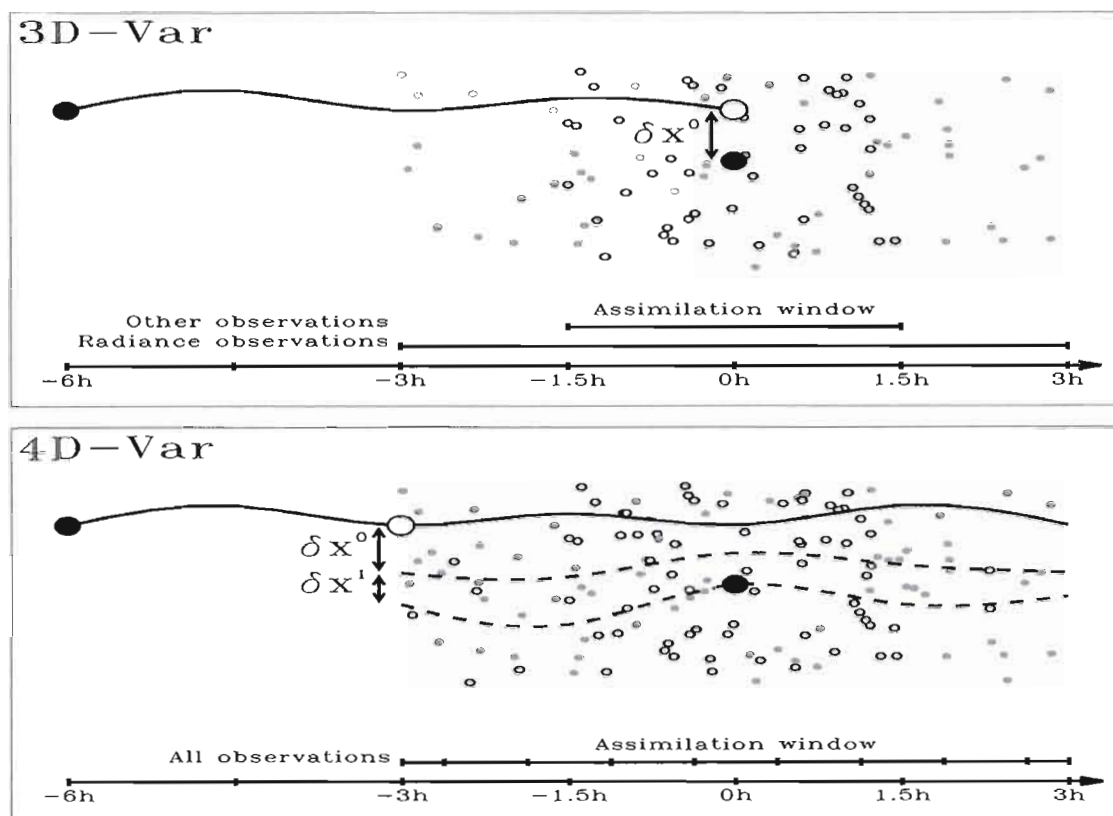


FIGURE 1.3: Schéma représentant le système d'assimilation du SMC. (haut) système précédant 3D-Var. (bas) système actuel 4D-Var. Les courbes à trait plein représentent la trajectoire de l'ébauche tandis que les courbes en pointillés sont les mises à jour. Les cercles pleins et vides représentent respectivement l'analyse et l'ébauche. (Source : (Laroche et al., 2007))

1.2 L'incrément d'analyse moyen

L'estimation statistique s'appuie sur l'hypothèse que ni l'erreur de prévision ni l'erreur d'observation ne sont biaisées, en conséquence de quoi l'incrément d'analyse n'est également pas biaisé. Si la moyenne des incréments d'analyse n'est pas nulle, ceci révèle qu'il y a un biais dans l'erreur de prévision et/ou l'erreur d'observation. Comme les observations sont corrigées et débiaisées lors de la procédure de contrôle de qualité, un biais observé sur l'incrément d'analyse moyen indiquerait un biais dans la prévision qui

fournit l'ébauche.

La figure 1.4 illustre un système d'analyse dans lequel l'incrément d'analyse ramène le modèle vers les observations (segments fléchés sur la figure 1.4). Dans ce cas le modèle n'est pas biaisé, ce qui induit des changements de signe dans l'incrément d'analyse. Pour un grand nombre de cycles d'assimilation et sous l'hypothèse d'ergodicité, la moyenne de cet incrément devrait s'annuler. Cette situation indique l'absence d'erreur systématique dans le système.

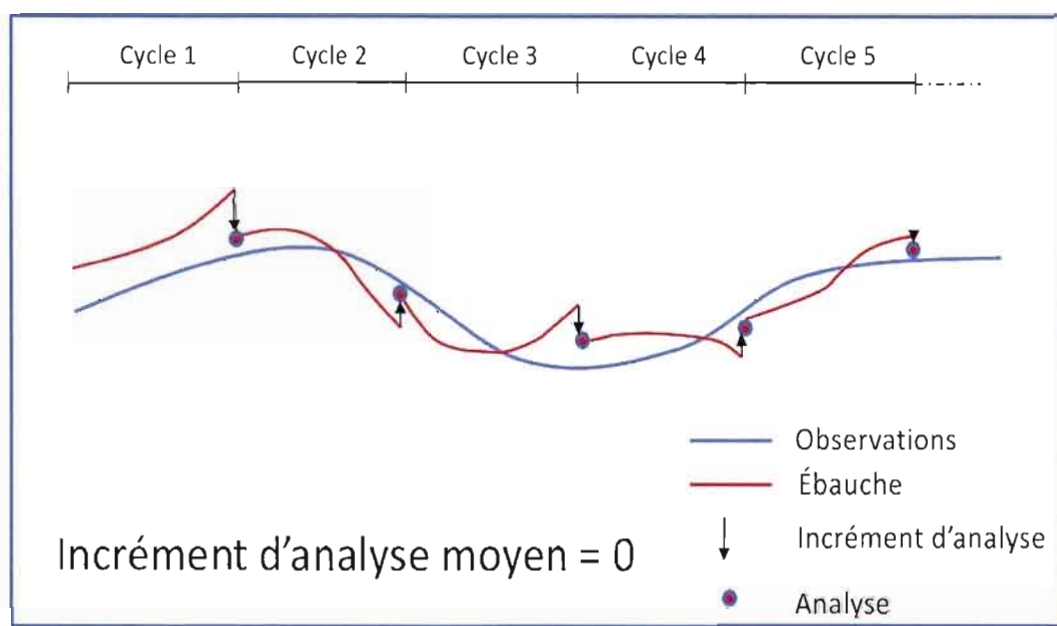


FIGURE 1.4: Illustration d'un modèle non biaisé

À l'inverse, la figure 1.5 illustre une situation pour un modèle biaisé. Dans ce cas, l'incrément d'analyse tend à ramener le modèle vers les observations mais, à chaque fois, le modèle tend à retourner vers sa propre climatologie. Il est clair qu'alors, la climatologie du modèle est différente de la réalité. Dans ce cas l'incrément d'analyse ne change pas de signe, indiquant la présence d'un biais. La magnitude de ce biais de l'incrément est indicateur de l'intensité d'un biais du modèle.

La règle selon laquelle l'incrément d'analyse moyen est une bonne indication de la

qualité du modèle est sujette à la condition de présence d'observations dans le domaine d'étude. Dans le cas contraire, l'analyse va être très proche de l'ébauche et l'incrément d'analyse va tendre vers zéro et ce, quelque soit la qualité du modèle. En effet, dans le cas où il y a un vide d'observations, seule l'ébauche est prise en compte dans l'analyse. Cette situation entraîne un faible incrément d'analyse et provoque un jugement erroné sur la performance du modèle.

1.3 Équivalence tendance initiale et incrément d'analyse

Pour démontrer l'équivalence entre les tendances initiales et l'incrément d'analyse moyen, la figure 1.5 est utilisée pour schématiser un ensemble de cycles d'assimilation. Pour mieux expliquer la méthodologie, le modèle a été considéré comme nettement biaisé.

Sur la figure 1.5, la courbe bleue représente les observations, les courbes noires, les ébauches ($T_0(t_0)$, $T_1(t_1)$... $T_i(t_i)$) et les points rouges les analyses (AN_0 , AN_1 ... AN_i). INC_1 , INC_2 ... INC_i désignent les incréments d'analyse pour chaque cycle d'assimilation.

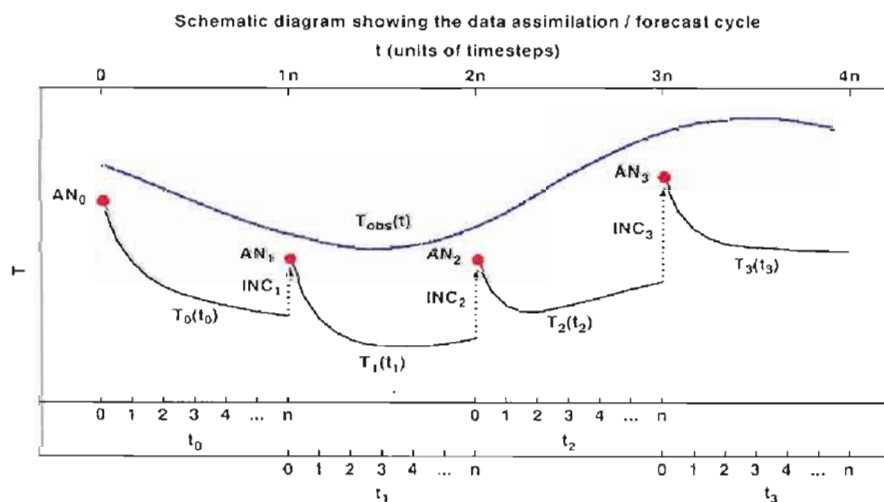


FIGURE 1.5: Schéma d'un cycle d'assimilation. La courbe bleue représente les observations, les courbes noires les ébauches et les points rouges les analyses. (source : RP07)

L'incrément d'analyse moyen est estimé par la relation

$$\overline{INC} = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m INC_i = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m [T_i(0) - T_{i-1}(n)], \quad (1.3.1)$$

où m est le nombre total de cycles d'assimilation et n , le nombre de pas de temps requis pour compléter la prévision du modèle (ébauche). Dans cette notation $T_i(n) \equiv T_i(t_0 + n\Delta t)$, Δt étant le pas de temps de l'intégration.

En réarrangeant les termes de (1.3.1), on obtient

$$\overline{INC} = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m INC_i = -\frac{1}{m} \sum_{i=1}^m [T_i(n) - T_i(0)] + \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m [T_i(n) - T_{i-1}(n)] \quad (1.3.2)$$

En développant la deuxième sommation à droite dans l'équation (1.3.2), on obtient

$$\overline{INC} = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m INC_i = -\frac{1}{m} \sum_{i=1}^m [T_i(n) - T_i(0)] + \frac{1}{m} [T_m(n) - T_0(n)] \quad (1.3.3)$$

Pour un grand nombre de simulations m , on peut négliger le deuxième terme de droite dans l'équation (1.3.3). Ce qui nous amène à écrire

$$\overline{INC} = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m INC_i \approx -\frac{1}{m} \sum_{i=1}^m [T_i(n) - T_i(0)] \quad (1.3.4)$$

ou encore, avec

$$\sum_{j=1}^n [T_i(j) - T_i(j-1)] = T_i(n) - T_i(0) \quad (1.3.5)$$

on obtient

$$\overline{INC} = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m INC_i \approx -\frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n [T_i(j) - T_i(j-1)] \quad (1.3.6)$$

or

$$T_i(j) - T_i(j-1) \simeq \Delta t \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{t=t_i+j\Delta t}$$

conséquemment

$$\sum_{j=1}^n T_i(j) - T_i(j-1) \cong \Delta t \sum_{j=1}^n \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{t=t_i+j\Delta t} = n\Delta t \overline{\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)}_{t_i}$$

où

$$\overline{\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)}_{t_i} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{t=t_i+j\Delta t}$$

est la moyenne des tendances de température pour chaque pas de temps sur l'intervalle $t_i \leq t < t_{i+1}$

Finalement, la moyenne des incréments s'exprime comme étant

$$\overline{INC} = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m INC_i \approx -\frac{n\Delta t}{m} \sum_{i=1}^m \overline{\dot{T}}_i \quad (1.3.7)$$

où

$$\overline{\dot{T}}_i = \overline{\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)}_{t_i}$$

représente la tendance moyenne sur tous les pas de temps.

Par conséquent la relation (1.3.7) indique que l'incrément d'analyse moyen est équivalent au négatif de la tendance initiale moyenne. Ceci est conséquent avec le schéma de la figure 1.5. Si la tendance du modèle tend à l'éloigner de la climatologie réelle, l'incrément d'analyse agit dans le sens opposé pour ramener l'intégration vers l'état réel de l'atmosphère.

A la section suivante, cette équivalence permet de développer des diagnostics plus fins pouvant expliquer la présence d'un biais dans l'incrément d'analyse.

1.4 Définition de la tendance systématique initiale

L'évolution de l'atmosphère est estimée par les modèles à l'aide d'une représentation d'un ensemble de processus physiques et dynamiques. Ainsi l'évolution des paramètres atmosphériques est gouvernée par la résultante de différents processus qui leur sont associés.

Les paramètres météorologiques tels que le vent, la température, l'humidité etc, peuvent être déterminés à chaque pas de temps de l'intégration, ceci par la prise en compte par le modèle des processus physiques et dynamiques définissant les tendances temporelles pour chacune de ces variables.

La tendance totale d'une variable comme, par exemple, la température est due à la contribution de tous les processus représentés par le modèle et impliqués dans son évolution.

Le paramètre diagnostic utilisé dans notre étude est défini comme suit

$$\frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \dot{T}_i^{totale} = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \sum_{p=1}^k \dot{T}_i^p \quad (1.4.1)$$

où $p = 1, \dots, k$ est associé aux k processus pris en compte.

Dans notre étude, nous avons calculé les tendances systématiques initiales essentiellement pour la température et les processus considérés sont :

- la dynamique à travers l'advection
- la convection (restreinte et profonde)
- la radiation
- la condensation de grande échelle
- la diffusion verticale

Il est à noter que, pour les besoins de la méthode appliquée ici, tous les schémas de paramétrisation y compris celui de la radiation sont exécutés à chaque pas de temps. Ainsi, la mise à jour du paramètre considéré se fait à chaque pas d'intégration par tous les processus impliqués.

Les tendances initiales ont été moyennées sur une période de six heures en excluant le premier pas de temps de l'intégration (entre 0.25 et 6.25 heures). En effet, comme le soulignent (RP07), le démarrage à froid du modèle ainsi que la structure du premier pas de temps constituent les raisons justifiant ce choix.

On remarquera que les processus impliqués sont des processus dits 'rapides'. En effet, il est impératif que l'impact de ces processus soit effectif dès les premières six heures d'intégration, période sur laquelle sont calculées les tendances. Les processus comme ceux qui se produisent à l'interface air-mer sont plus lents et ne peuvent être considérés dans cette méthode.

Les tendances initiales sont calculées pour chaque point de grille et sur plusieurs niveaux verticaux. Elles ont été moyennées sur plusieurs régions spécifiques pour lesquelles on voudrait explorer la qualité du modèle à travers l'équilibre entre les différents processus représentés. Les régions considérées ici sont les tropiques (180°E–180°W, 25°S–25°N), les extra-tropiques nord (180°E–180°W, 25°N–90°N), les extra-tropiques sud (180°E–180°W, 90°S–15°S) et le globe en entier. Les moyennes spatiales ont été déterminées en pondérant chaque point de grille par la surface qu'il occupe. Ce qui peut être exprimé sous la forme

$$\overline{\frac{\partial T}{\partial t}} = \frac{1}{S} \int_S \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right) dS$$

où S désigne la surface.

Les tendances ainsi calculées peuvent être investiguées sous forme de profils verticaux pour chaque région ou des cartes représentant un niveau vertical donné.

La tendance initiale ainsi calculée est un indicateur de l'équilibre du modèle à travers la qualité de sa représentation des processus physiques. Un modèle parfaitement équilibré afficherait une tendance initiale totale nulle. Cette affirmation est cependant sujette à certaines conditions. Premièrement, tel que mentionné par RP07, la région d'étude sur laquelle est évaluée la moyenne des tendances doit être assez grande pour éviter que des erreurs dans le modèle ne soient compensées les unes les autres, ce qui

entraînerait des tendances faibles même pour un modèle imparfait. Cette situation est cependant très improbable étant donné le nombre de degrés de liberté très élevé du modèle. D'autre part, la période durant laquelle les tendances sont calculées ne doit pas correspondre à une période de transition. Par exemple, les tendances de température, pourraient être influencées par le cycle annuel durant les mois d'équinoxe. Autrement dit, la tendance naturelle sur la période d'estimation des diagnostics doit être négligeable comparativement aux tendances produites par le modèle (Rodwell et Jang, 2008). Il est donc préférable, surtout dans les régions extratropicales, d'appliquer le diagnostic sur une période correspondant aux mois de solstice.

1.5 Conclusions et remarques

La technique des diagnostics des tendances initiales telle que présentée ici offre plusieurs avantages. L'équivalence de ce diagnostic avec l'incrément d'analyse moyen lui apporte de la puissance et de la robustesse pour expliquer la présence de biais dans les incréments d'analyse. La décomposition de la tendance initiale totale en contributions des tendances dues aux différents processus lui prodigue l'avantage du détail dans la prospection de la cohérence des modèles. On pourra ainsi investiguer l'équilibre dynamique des modèles à travers l'allure des tendances relatives à chaque processus et voir leur comportement que ce soit verticalement sur la colonne atmosphérique ou horizontalement pour un niveau d'altitude donné. Le fait de moyenner spatialement offre l'avantage de cibler des régions bien précises où le modèle peut présenter des incohérences dans son équilibre. Cette technique est également applicable pour toute variable pour laquelle on va déterminer les tendances initiales et ceci selon le domaine d'intérêt et selon le problème qu'on veut résoudre.

Ces diagnostics sont faciles à mettre en oeuvre et peu coûteux en temps de calcul. Par contre tel que mentionné plus haut, ces diagnostics ne s'appliquent qu'à des processus rapides agissant dans les premières heures d'intégration. Il faut également qu'un volume d'observations suffisant ait été assimilé pour rapprocher l'ébauche de l'état réel de l'atmosphère. Finalement, la tendance totale n'étant nulle qu'en moyenne, celle-ci

doit être calculée sur une région suffisamment grande et sur une période de temps allant de quelques semaines à un mois. Cette durée est considérée suffisante par les auteurs de cette méthode mais une plus longue période reste envisageable.

CHAPITRE II

IMPACT DE LA MÉTHODE D'ASSIMILATION SUR L'ÉQUILIBRE DYNAMIQUE

2.1 Description de l'objectif visé et de l'expérimentation proposée

L'équilibre des processus physiques dans un modèle est atteint après une période d'intégration suffisamment longue. Dans le cadre d'un cycle d'assimilation, l'ajout d'un incrément d'analyse perturbe cet équilibre et conduit à un "spin-up" dans les premières heures d'intégration durant lesquelles les ondes de gravité transientes non physiques créent des précipitations irréalistes (Gauthier et Thépaut, 2001). Ceci a nécessité l'introduction de méthodes permettant de filtrer ces ondes de gravité indésirables. L'initialisation non linéaire aux modes normaux (Machenhauer, 1977 ; Baer et Tribbia, 1977 ; Daley, 1991) et les filtres digitaux (Lynch, 1997) sont deux méthodes qui ont été utilisées avec succès dans les systèmes opérationnels de prévision numérique du temps.

La dimension temporelle est introduite dans le 4D-Var et permet d'inclure un terme de pénalité à la fonction coût pour imposer implicitement une contrainte d'équilibre dynamique. Celle-ci peut être basée sur les modes normaux (Courtier et Talagrand, 1990) ou encore sur le filtre digital (Gauthier et Thépaut, 2001).

Dans leurs expériences, Gauthier et Thépaut (2001) ont comparé l'impact de cette

contrainte sur le degré d'équilibre du modèle en mesurant le "spin-up" dans le taux de précipitation lors des premières 24 heures d'intégration basées sur des analyses 3D-Var et 4D-Var. Les résultats ont montré que le modèle était mieux équilibré dans le cas du 4D-Var comparé au 3D-Var et ne nécessitait presque pas de contraintes pour maintenir cet équilibre.

Dans notre étude, la même problématique est traitée, mais en utilisant cette fois le diagnostic des tendances initiales tel que défini précédemment pour mieux mesurer le degré d'équilibre.

L'objectif de cette étude comparative est d'inspecter l'équilibre dynamique du modèle lorsqu'il est démarré à partir d'analyses 3D-Var ou 4D-Var. On étudiera également l'information que peut apporter ce diagnostic pour mieux comprendre les différents processus physiques impliqués et leurs interactions.

On se propose d'effectuer deux ensembles de simulations de courte ou moyenne échéance couvrant une assez longue période pour que la variabilité synoptique soit prise en compte. Dans chaque ensemble, on utilisera des analyses 3D-Var d'une part, et 4D-Var d'autre part comme conditions initiales. Le modèle utilisé est similaire à celui utilisé dans le système d'assimilation de façon à ce que la correspondance entre incréments d'analyse moyens et tendances initiales moyennes présentée dans le chapitre précédent soit valide.

2.2 Description du cadre expérimental

2.2.1 Le modèle

Le modèle utilisé dans ce travail est le modèle GEM (Global Environmental Multi-échelle) du Service météorologique du Canada (Côté et al., 1998 ; Bélair et al., 2009). Le modèle GEM peut adopter une configuration globale uniforme ou à résolution variable. Il peut également être configuré en mode 'aire limitée'.

La version de GEM utilisée dans ces expériences est une configuration globale uniforme avec une résolution horizontale d'environ 50 km à l'équateur (800x600 points de grille). Le modèle comprend 80 niveaux verticaux avec une pression au toit de 0.1 hPa et utilise

une coordonnée hybride. L'intégration s'effectue à un pas de temps de quinze minutes. Une description détaillée de la physique du modèle peut être trouvée dans Mailhot et al. (1998) et Bélair et al. (2009).

Les paramétrisations physiques sont effectuées en utilisant les schémas suivants :

- Radiation : cccmarad (Li et Barker, 2005)
- Convection profonde : Kain-Fritch (Kain et Fritch, 1990)
- Convection restreinte : Kuo Transient (Kuo, 1974)
- Surface : ISBA (Noilhan et Planton, 1989)
- Condensation de grande échelle : Sundqvist (Sundqvist, 1978)
- Diffusion verticale : Mailhot et Benoit (Mailhot et Benoit, 1982)

2.2.2 Simulations

Les simulations effectuées couvrent tout le mois de janvier 2009. Pour chaque jour, les simulations démarrent à 00UTC, 06UTC, 12UTC et 18UTC. La longueur des simulations est typiquement de 5 jours et la version globale est utilisée. Le nombre total de simulations est par conséquent de 124. On considère que le nombre total des simulations est suffisamment élevé pour que la variabilité synoptique soit résolue.

On a montré l'équivalence existant entre l'incrément d'analyse moyen et les tendances calculées sur les premières six heures. Néanmoins, on a étalé les intégrations jusqu'à cinq jours pour montrer et vérifier que le modèle finit par s'équilibrer complètement après une longue période d'intégration.

Les analyses employées comme conditions initiales pour ces intégrations (analyses 3D-Var et 4D-Var) proviennent du Service Météorologique du Canada (SMC) (Gauthier et al., 1999, 2007). Ces dernières ont été élaborées en utilisant le modèle GEM global dans une configuration presque identique à celle utilisée ici. Les observations proviennent de la chaîne opérationnelle d'Environnement Canada.

2.3 Comparaison 3D-Var vs 4D-Var

2.3.1 Tendances initiales de la température

Dans cette expérience, les diagnostics des tendances initiales du champ de température ont été évalués. Comme expliqué précédemment, la tendance totale est obtenue par la contribution de plusieurs tendances individuelles relatives à chaque processus impliqué dans l'évolution de la température. Ces processus sont la radiation, la convection (profonde et restreinte), la diffusion verticale, la condensation de grande échelle et la dynamique (advection).

On rappelle que les tendances sont calculées sur les premières six heures en excluant le premier pas de temps. Ceci est justifié par sa singularité relativement aux pas de temps suivants. En effet, le démarrage à froid du modèle requiert une structure différente du premier pas de temps et le modèle est en quelque sorte différent.

Dans cette expérience, deux ensembles d'intégrations ont été effectués, l'un utilisant des analyses 3D-Var et l'autre des analyses 4D-Var. Les deux jeux d'analyses proviennent du SMC (Laroche et Sarrazin, 2010). Les objectifs poursuivis à travers cette expérience sont, d'une part, la prospection de l'effet qu'auront l'un ou l'autre type d'analyse sur l'équilibre dynamique du modèle lors des premiers instants de l'intégration et, d'autre part, déceler les différences éventuelles qui peuvent apparaître entre les deux systèmes. Les résultats obtenus sont présentés sur les figures 2.1 et 2.2 pour les simulations démarrantes à partir d'analyses 3D-Var et 4D-Var, respectivement. Les tendances initiales associées aux divers processus sont la tendance obtenue par la radiation (en vert), la convection (en rouge), la dynamique (en bleu), la condensation de grande échelle (en magenta) et la diffusion verticale (en marron). La courbe en noir représente la somme de toutes ces tendances, et correspond à la tendance nette ou totale. Les profils ont été tracés à partir du niveau 950 hPa dans le but d'avoir des moyennes spatiales significatives impliquant un maximum de points de grille. Les intervalles de confiance à 99% ont été tracés pour les tendances nettes (courbe noire). Les profils des différences entre les tendances ont également été tracés et sont présentés sur la figure 2.3.

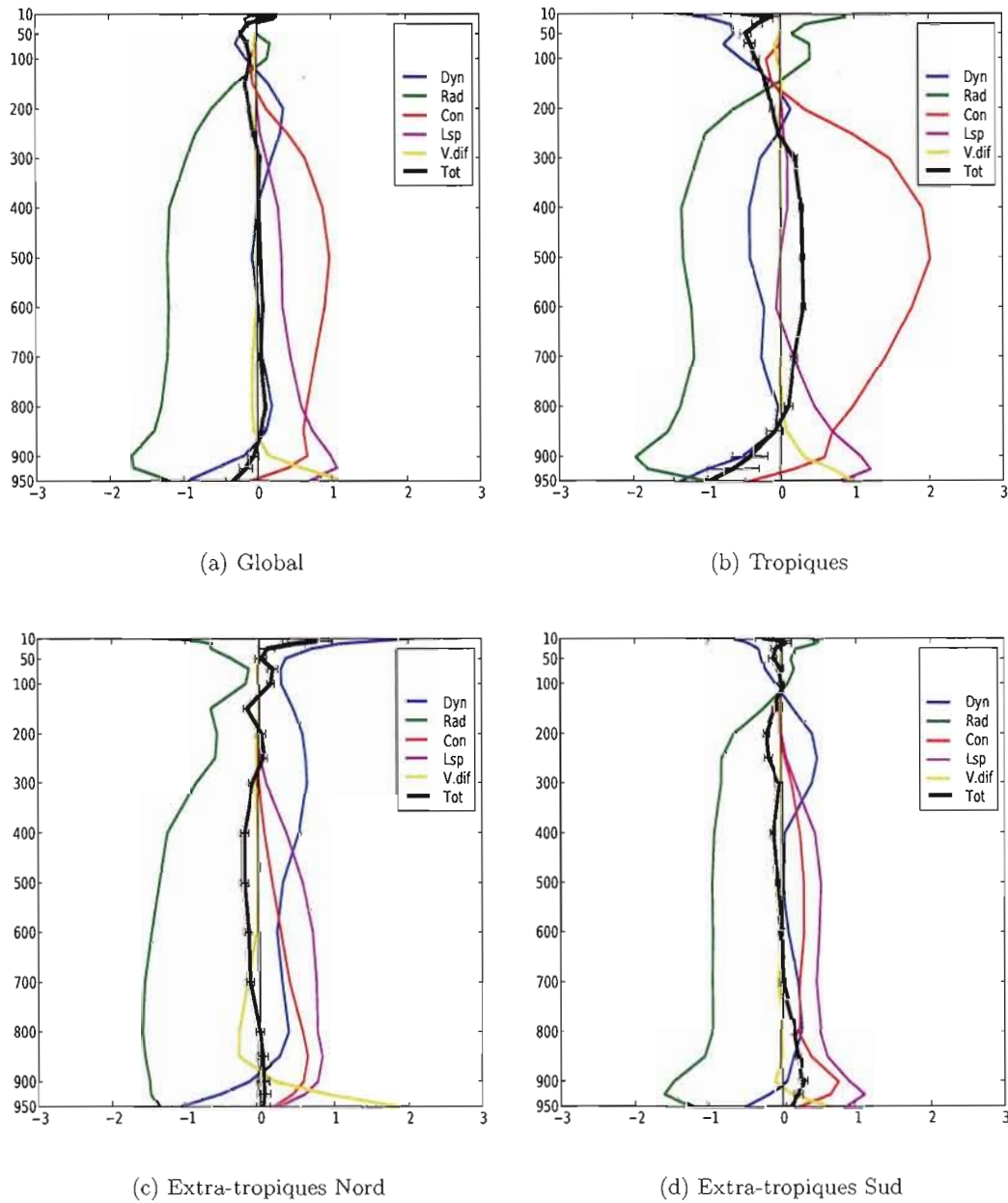


FIGURE 2.1: Profils des tendances systématiques initiales de température en K/Jour calculées sur les premières 6 heures excluant le premier pas de temps et moyennées sur tout le globe (a), les tropiques (b), les extra-tropiques nord (c) et les extra-tropiques sud (d). Les abréviations Dyn, Rad, Con, Lsp, V.dif et Tot désignent respectivement, la dynamique (advection), la radiation, la convection, la condensation de grande échelle, la diffusion verticale et le total de ces tendances. Les intégrations utilisent des analyses 3D-Var. Les barres horizontales sur la courbe noire expriment l'intervalle de confiance à 99%.

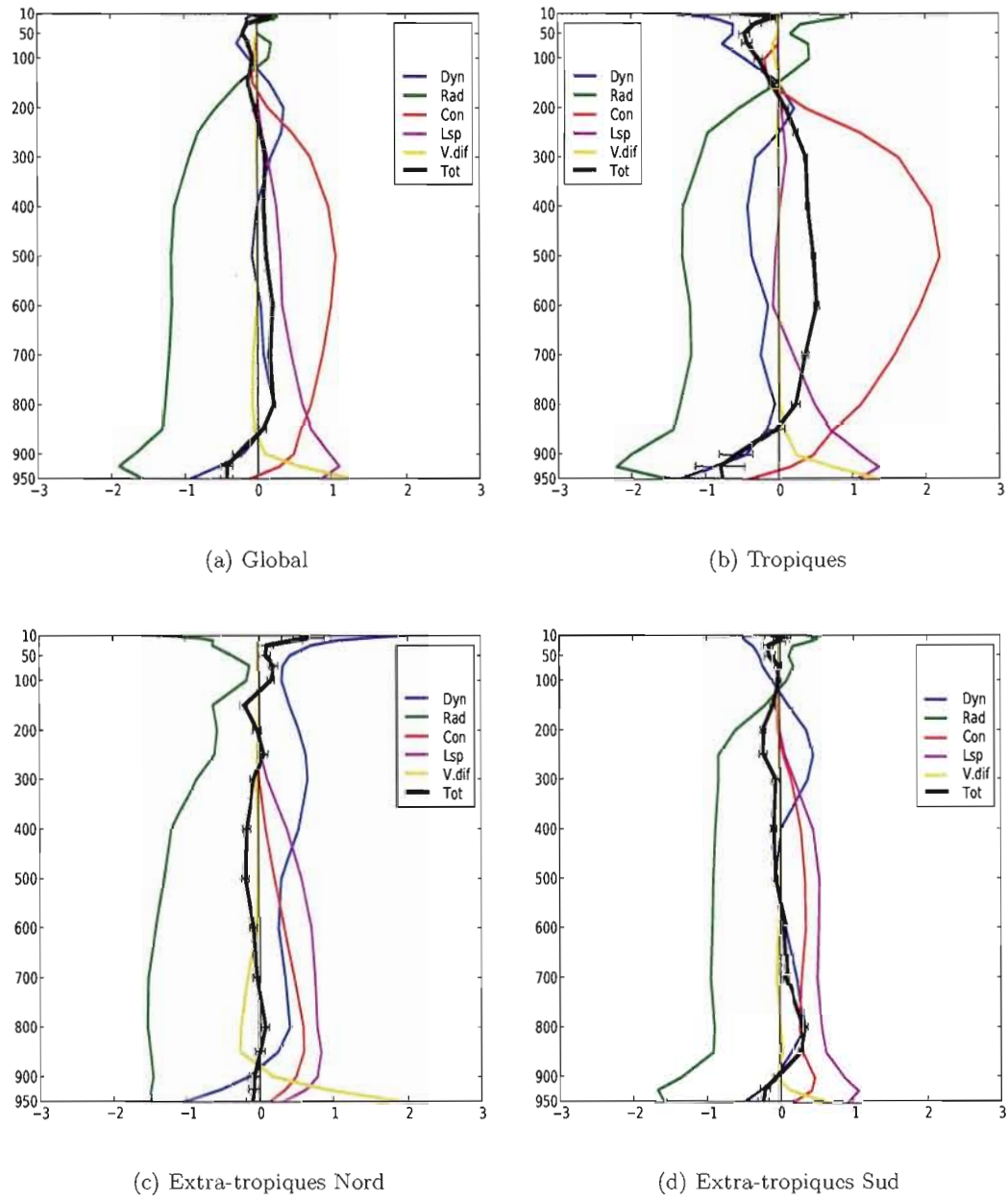


FIGURE 2.2: Comme 2.1 mais avec des intégrations basées sur les analyses 4D-Var.

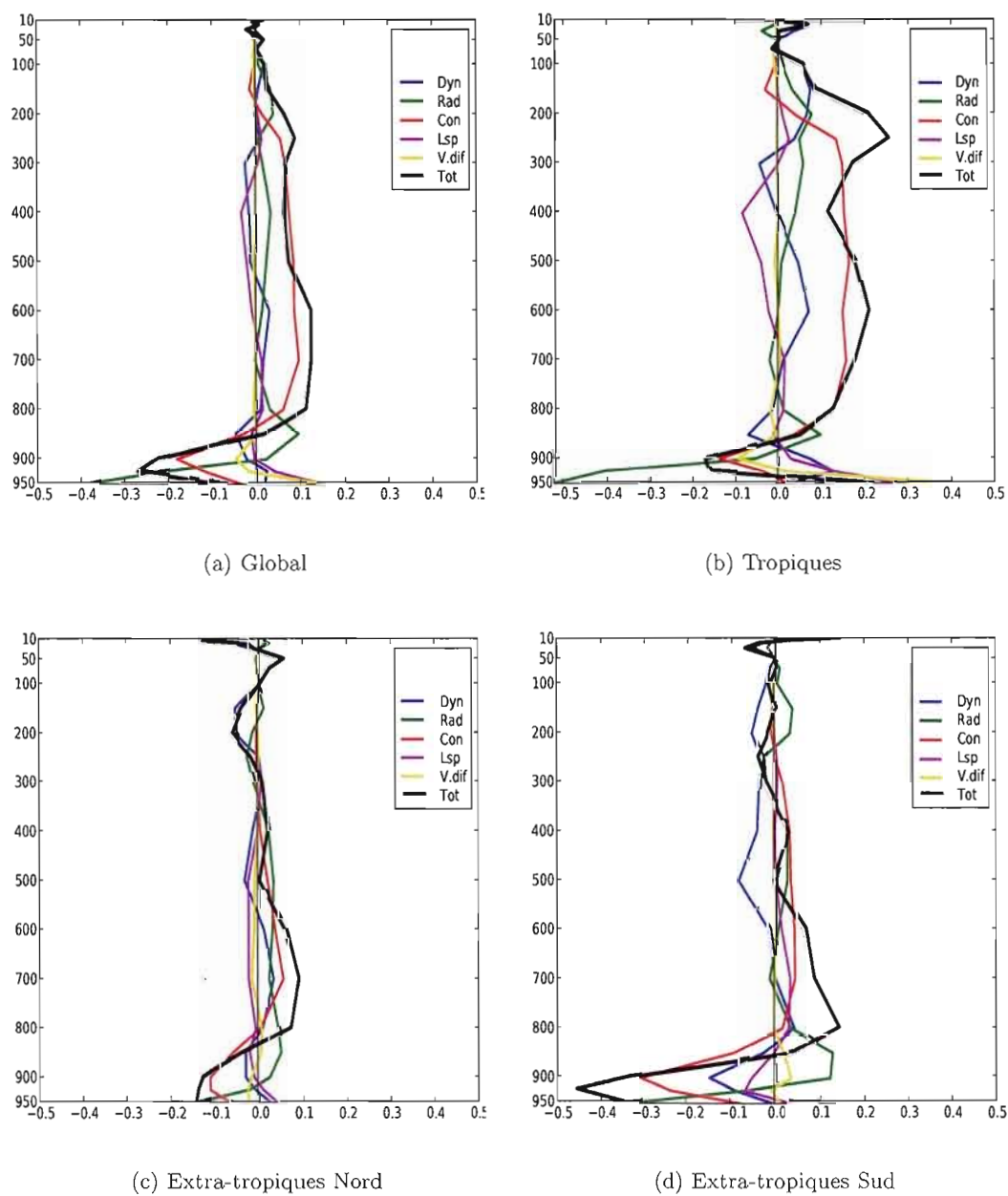
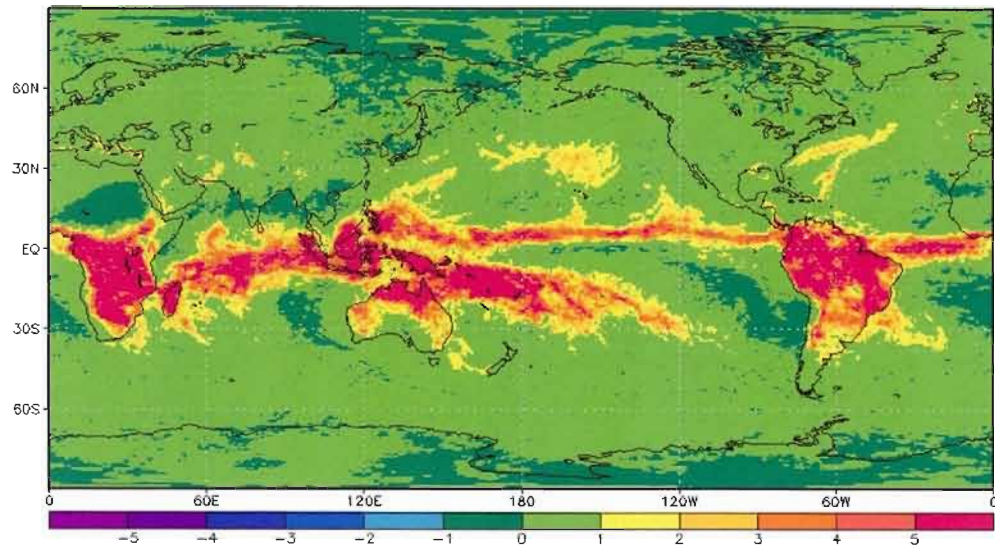


FIGURE 2.3: Profils des différences entre les tendances systématiques initiales de température (4D-Var-3D-Var) en K/Jour calculées sur les premières 6 heures excluant le premier pas de temps et moyennées sur tout le globe (a), les tropiques (b), les extra-tropiques nord (c) et les extra-tropiques sud (d).

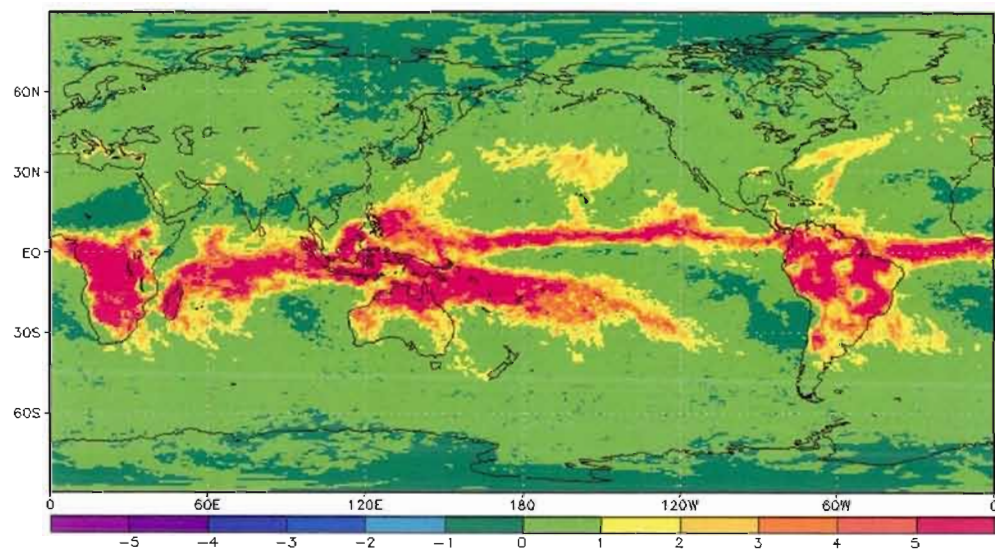
D'une façon générale, les résultats obtenus montrent de grandes similarités avec cependant quelques différences entre les tendances initiales des simulations utilisant un 3D-Var par rapport à celles utilisant un 4D-Var (Fig. 2.3). Le modèle est à peu près équilibré dans les deux cas, avec toutefois des déséquilibres plus nets dans le cas du 4D-Var où on observe un réchauffement plus accentué sur une grande partie de la troposphère comme le montre la figure 2.2a.

On remarque également que les tendances, moyennées globalement, montrent un équilibre s'établissant sur une grande partie de l'atmosphère entre la radiation, la convection et la condensation de grande échelle (Fig. 2.1a et 2.2a). La radiation, à travers le refroidissement, tend à déstabiliser l'atmosphère, tandis que la convection et la condensation de grande échelle tendent à rétablir l'équilibre à travers le réchauffement dû au dégagement de chaleur latente. L'effet de la diffusion verticale est surtout perceptible dans les basses couches en transportant la chaleur introduite par les flux de chaleur sensible de surface. Concernant les régions extra-tropicales, les différences sont moindres à l'exception des basses couches dans les extra-tropiques sud où l'on observe quelques différences dans la convection restreinte ainsi que dans la radiation (Fig. 2.3d). Les tendances moyennées sur les tropiques montrent que l'équilibre est surtout établi entre la radiation déstabilisant l'atmosphère, la convection ainsi déclenchée et le refroidissement dû aux mouvements ascendants (dynamique) (Fig. 2.1b et 2.2b). Les profils obtenus dans les tropiques sont assez similaires pour les deux types d'analyses mais un examen des profils des différences (Fig. 2.3b) permet de déceler des différences assez nettes dans les tendances de la convection sur une grande partie de la troposphère. On remarque ainsi que le réchauffement convectif semble plus important dans le cas du 4D-Var, signe que l'activité convective est dans ce cas plus intense. Des différences sont également observées dans les basses couches pour les tendances de radiation et de diffusion verticale.

Pour approfondir l'examen de ces différences, les tendances dues à la convection au niveau de pression 500 hPa ont été examinées. Ces dernières sont présentées sur les figures 2.4a et 2.4b pour les simulations démarrant avec des analyses 3D-Var et 4D-Var, respectivement.



(a) 3D-Var



(b) 4D-Var

FIGURE 2.4: Tendances moyennes de température dues à la convection pour le niveau 500 hPa en K/J pour les simulations utilisant des analyses 3D-Var (a) et celles employant des analyses 4D-Var (b)

Il apparaît clairement que l'activité convective le long de la zone de convergence inter-tropicale (ZCIT) est nettement plus marquée dans le cas des simulations 4D-Var comme le montre la figure des différences entre les tendances (Fig. 2.5). Cet 'excès' de l'activité convective est le principal facteur du déséquilibre relatif observé sur les profils de tendances de température où on observe un réchauffement sur une grande partie de la troposphère. Une des raisons possibles serait que le schéma de convection utilisé dans le modèle présente quelques problèmes dans la représentation de ce processus dans la région tropicale pour les simulations démarrant à partir d'analyses 4D-Var. On remarque ainsi que le schéma de paramétrisation de la convection (Kain-Frisch dans notre cas) se comporte différemment selon que les conditions initiales proviennent d'un 3D-Var ou d'un 4D-Var.

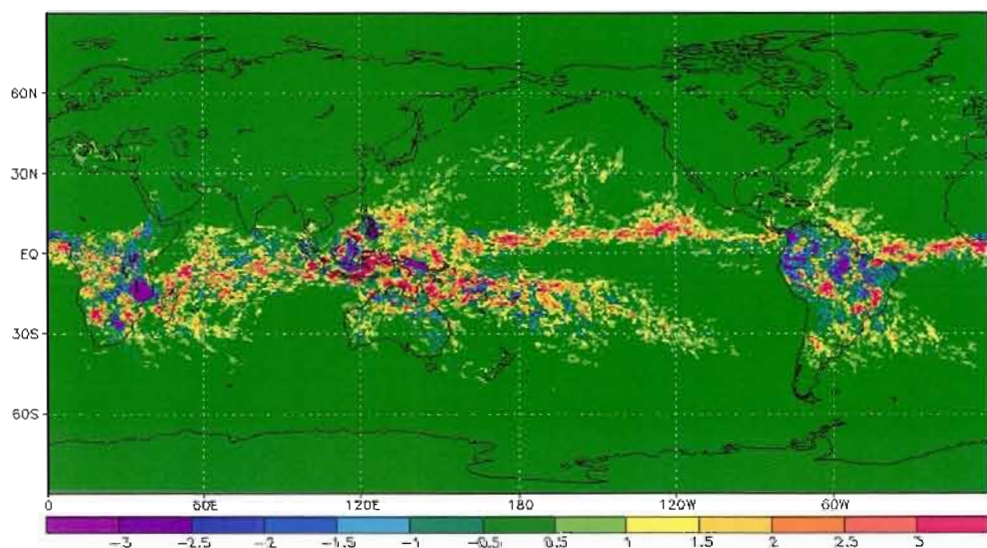


FIGURE 2.5: Différences entre les tendances de température dues à la convection pour le 4D-Var et le 3D-Var pour le niveau 500 hPa, en K/J.

Cette remarque est évidemment contre-intuitive. En effet, il est bien prouvé que, dans les extra-tropiques, le système 4D-Var fournit des analyses de meilleure qualité que celle des analyses 3D-Var (Gauthier et Thépaut, 2001 ; Gauthier et al., 2007 ; Laroche et al.,

2007). On observe cependant une dégradation de la représentation de la convection dans les tropiques. Par conséquent, le problème devrait se situer dans la représentation de ce processus par le modèle dans la région des tropiques.

Cette dernière remarque est mieux expliquée par l'expérience où on considère juste le premier pas de temps dans le calcul des tendances. Cette expérience est détaillée à la section 2.4.

2.3.2 Tendances initiales de la variable de l'humidité spécifique

Pour compléter notre étude comparative entre les tendances initiales obtenues à partir d'analyses 3D-Var et celles obtenues par des analyses 4D-Var, on a calculé ce diagnostic en considérant cette fois-ci l'humidité spécifique. Les tendances systématiques initiales de l'humidité spécifique ont été déterminées de la même manière que celle utilisée pour la variable de la température. Néanmoins, les processus physiques considérés dans ce cas sont la convection restreinte et profonde, la condensation de grande échelle, la diffusion verticale et la dynamique à travers l'advection. Ces processus ont été considérés comme les principaux facteurs dans l'évolution de l'humidité spécifique par le modèle. Comme auparavant, ces processus sont rapides et agissent dès les premiers pas de temps.

Les profils des tendances systématiques initiales de l'humidité spécifique sont présentés sur la figure 2.6 pour les simulations utilisant des analyses 3D-Var et celles utilisant des analyses 4D-Var sur la figure 2.7. Les tendances de convection, de condensation, de diffusion verticale et d'advection sont respectivement tracées en rouge, magenta, marron et bleu pour différentes régions.

Les profils des tendances montrent qu'en général, dans les basses couches, l'équilibre s'établit entre deux processus. Le premier est la diffusion verticale représentant une source d'humidité à travers l'évaporation de la surface et le transfert turbulent vertical. Le deuxième est représenté conjointement par la convection, la condensation de grande échelle et l'advection (verticale) qui sont des puits d'humidité à travers la condensation et le transport vertical.

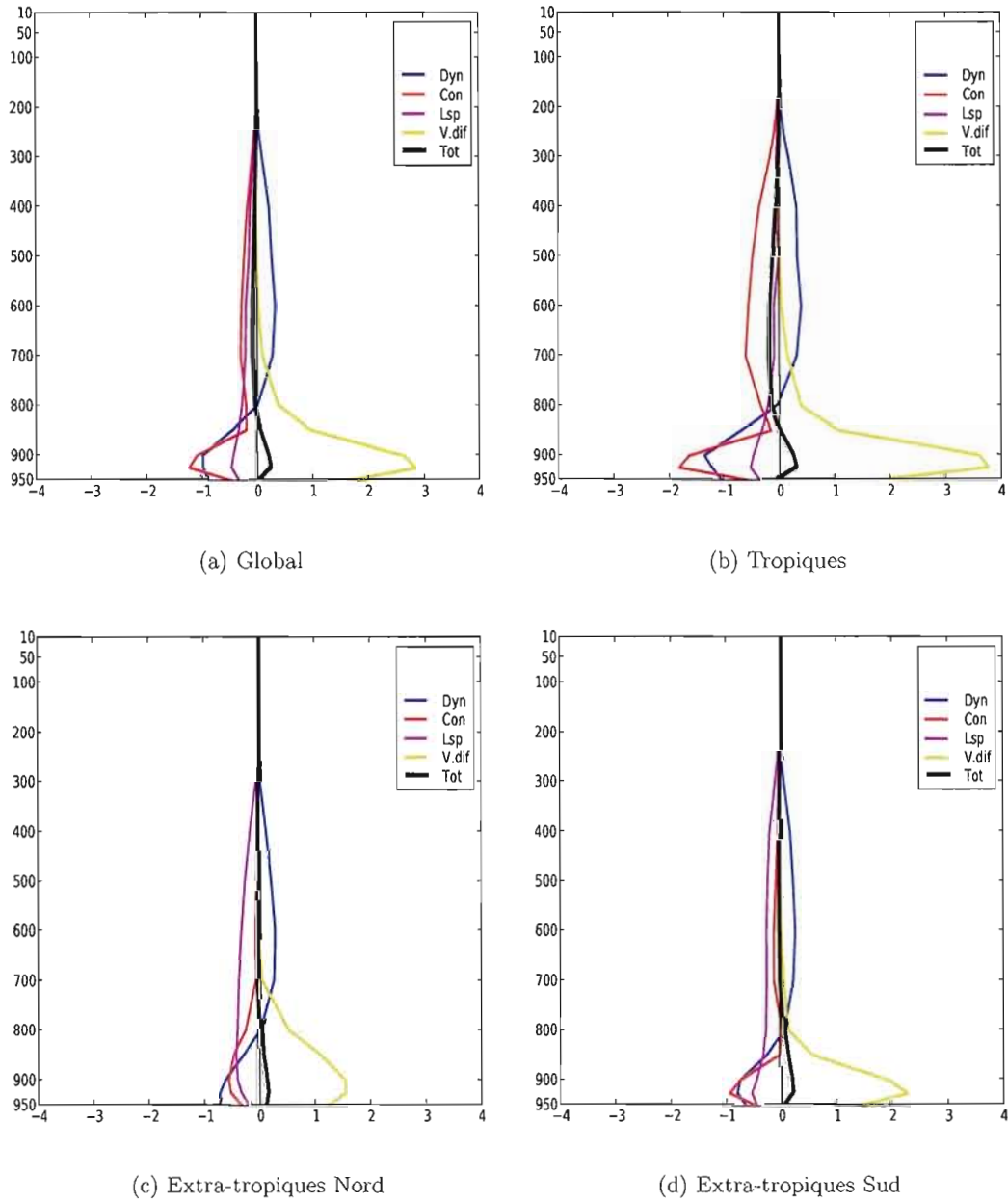


FIGURE 2.6: Profils des tendances systématiques initiales de l'humidité spécifique en g/kg/Jour calculées sur les premières 6 heures excluant le premier pas de temps et moyennées sur tout le globe (a), les tropiques (b), les extra-tropiques nord (c) et les extra-tropiques sud (d). Les intégrations utilisent des analyses 3D-Var.

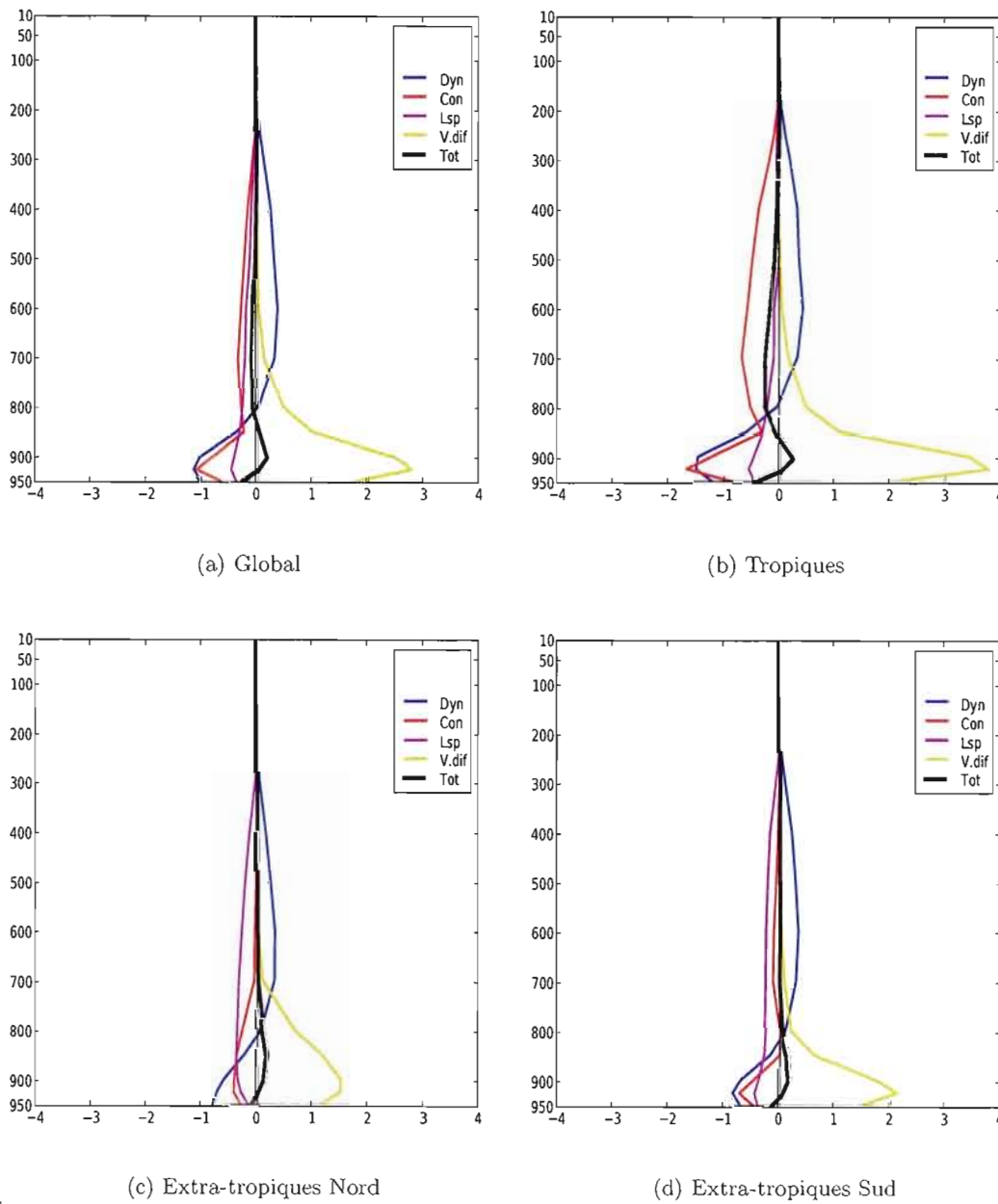
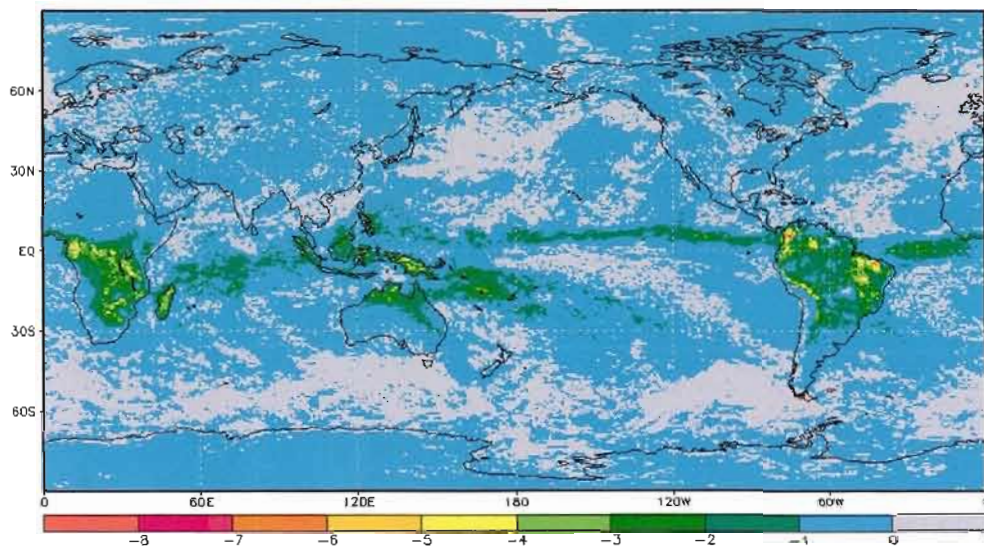


FIGURE 2.7: Comme 2.6 mais pour des intégrations basées sur les analyses 4D-Var.

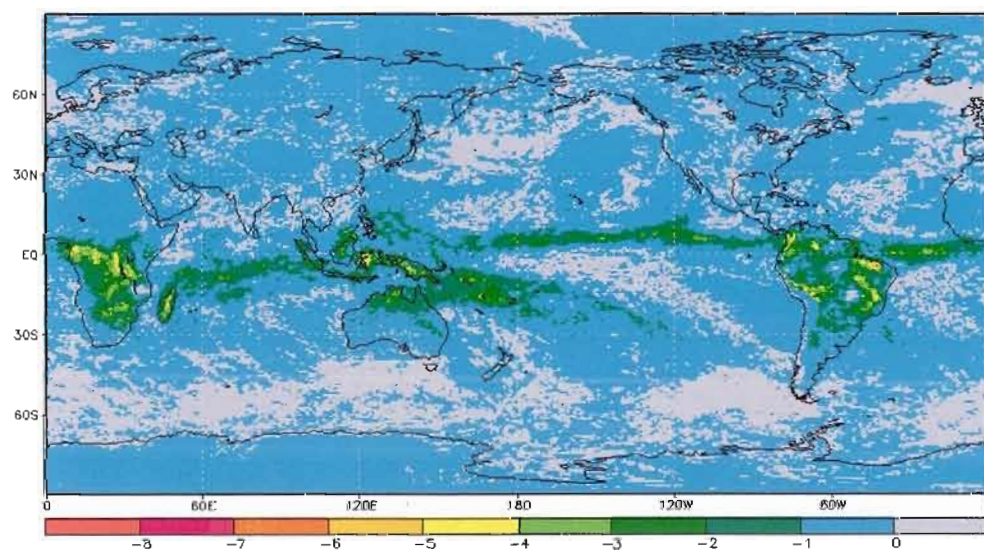
Dans les couches moyennes et supérieures de l'atmosphère, l'influence de la diffusion verticale s'affaiblit rapidement et l'équilibre est globalement établi entre d'une part l'advection et d'autre part la convection et la condensation de grande échelle. Dans les

tropiques, les deux processus prédominants sont la convection et l'advection, le premier agit comme puits d'humidité à travers la condensation et le deuxième est source d'humidité notamment par les mouvements subsidents compensatoires provoquant l'évaporation des gouttelettes d'eau. Dans les basses couches, le processus de diffusion verticale est plus intense dans ces régions (tropiques) en raison du réchauffement intense de surface induisant une forte évaporation et son transport vertical. Dans les extra-tropiques, la convection profonde est beaucoup moins importante et les processus prédominants dans ces régions sont maintenant l'advection et la condensation de grande échelle. En comparant les profils obtenus dans chaque région, on remarque que le modèle est moins équilibré dans les tropiques où un déficit d'humidité est observé sur une grande partie de la troposphère.

La comparaison des profils obtenus par les simulations démarrant à partir d'analyses 3D-Var et celles démarrant à partir d'analyses 4D-Var montre de grandes similarités à l'échelle globale à l'exception de quelques différences dans les couches superficielles où le modèle refroidit plus dans le cas du 4D-Var. Dans les extra-tropiques nord et sud, les profils obtenus sont également très semblables à part de légères différences dans les basses couches. Les différences les plus importantes sont observées dans les tropiques où, en plus des dissemblances des basses couches, le refroidissement observé approximativement entre les niveaux 850 et 300 hPa est plus accentué dans le cas des profils provenant des simulations démarrant d'un 4D-Var. Ce déficit d'humidité est dû à une activité plus soutenue de la convection. Ce résultat confirme celui obtenu pour les profils des tendances de température (Sous-section 2.3.1). Comme pour la température, on a approfondi la prospection en traçant les tendances initiales de l'humidité spécifique pour le niveau de pression 700 hPa (Fig. 2.8).



(a) 3D-Var



(b) 4D-Var

FIGURE 2.8: Tendances moyennes d'humidité spécifique dues à la convection pour le niveau 700 hPa pour les simulations utilisant des analyses 3D-Var (a) et celles employant des analyses 4D-Var (b) en g/Kg/J.

Le résultat est présenté sur la figure 2.8 où on aperçoit clairement que l'activité de la convection est plus importante dans le cas du 4D-Var surtout dans la région tropicale et plus précisément dans la zone de convergence inter-tropicale. La figure des différences entre les tendances (Fig. 2.9) montre que les disparités sont localisées au niveau de la ZCIT surtout au-dessus des océans.

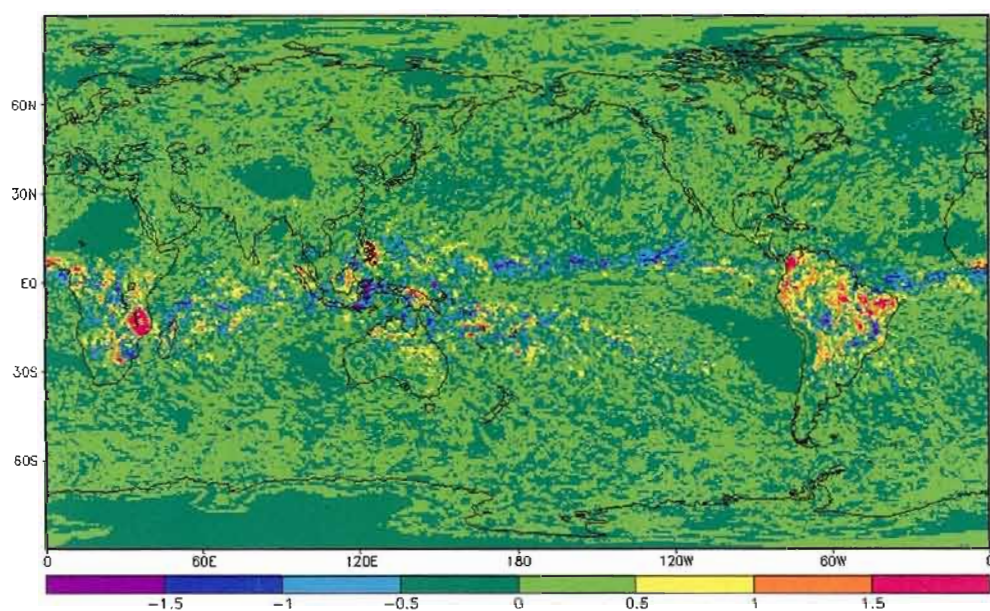


FIGURE 2.9: Différences entre les tendances d'humidité spécifique dues à la convection pour le 4D-Var et le 3D-Var en g/Kg/J.

Ce résultat confirme celui obtenu pour les tendances de la température et confirme le problème, dans les tropiques, concernant la représentation par le modèle du processus de convection.

2.4 Tendances initiales pour le premier pas de temps

Dans le modèle GEM, des quantités comme l'énergie cinétique turbulente et les nuages sont mises à zéro initialement et recrées par la physique du modèle. Certains processus rapides permettent de recréer ces quantités en quelques pas de temps du modèle seulement. Le premier pas de temps du modèle est forcément 'coloré' par ce démarrage à froid.

Le but de cette section est d'examiner cette tendance initiale pour justifier pourquoi la tendance du premier pas de temps a été exclue de la moyenne des tendances telle que présentée au chapitre précédant. Rodwell et Palmer (2007) avaient noté ce problème et exclu également le premier pas de temps de leurs calculs.

Comme indiqué précédemment, le premier pas de temps de l'intégration est différent des suivants à cause de sa structure numérique différente pour permettre un démarrage à froid du modèle. Les tendances initiales de la température ont donc été calculées pour le premier pas de temps et ce pour les deux types d'analyses. L'idée est d'examiner l'équilibre du modèle pendant le tout premier pas de temps et de comparer cet équilibre à celui observé sur les six heures suivantes. Les résultats des calculs sont présentés sur les figures 2.10 et 2.11.

En observant les profils des tendances issues des simulations démarrant avec des analyses 3D-Var, on remarque qu'à l'échelle globale, il y a un fort réchauffement des basses couches dû à la diffusion verticale (Fig. 2.10a). Le modèle est mieux équilibré durant les six heures suivantes (voir Fig.2.1). Dans les tropiques, on observe le même réchauffement avec, cependant, un refroidissement net au niveau 900 hPa (Fig.2.10b). Le réchauffement des basses couches s'estompe pour les six heures suivantes.

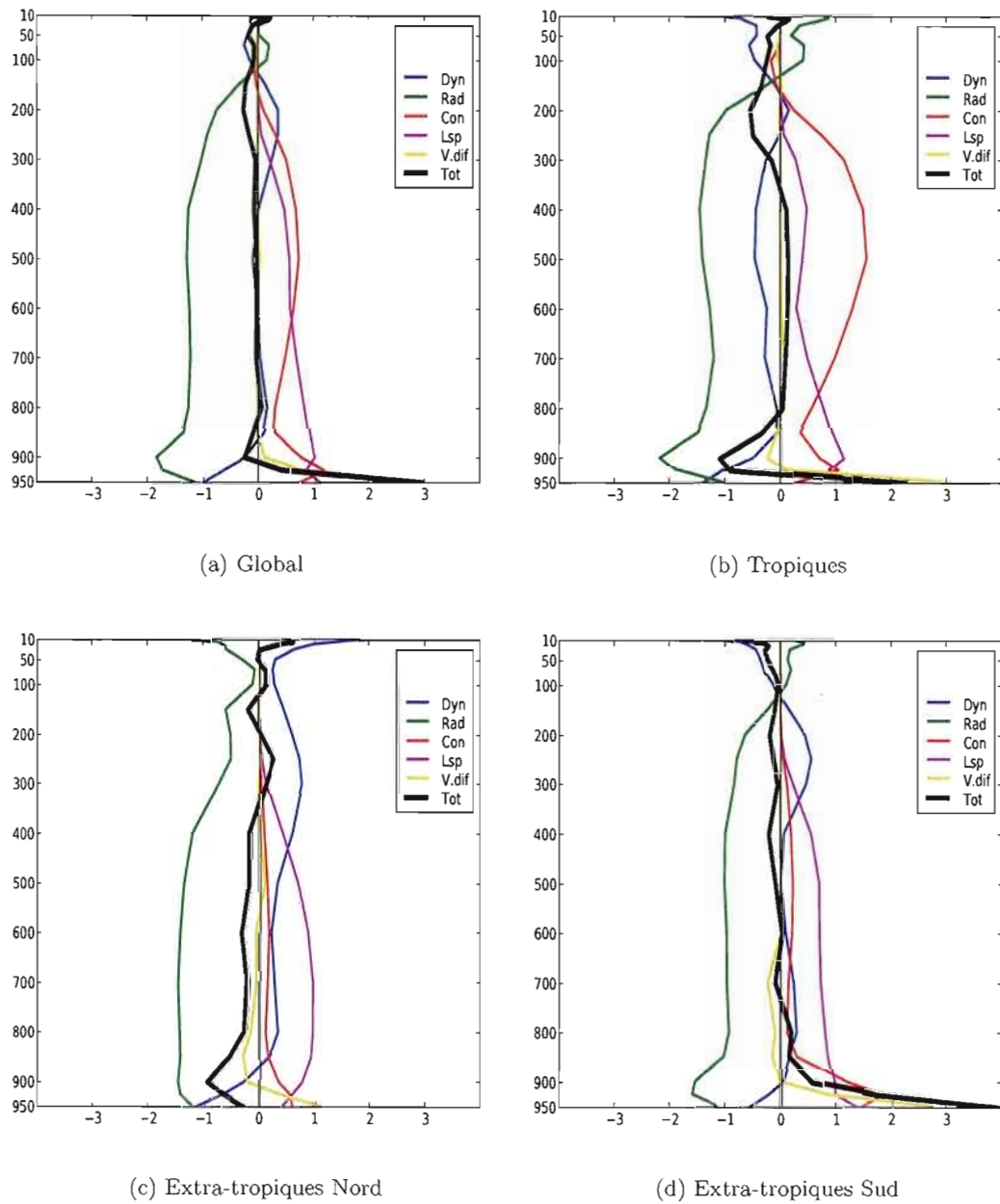


FIGURE 2.10: Profils des tendances systématiques initiales de température en K/Jour calculées pour le premier pas de temps moyennées sur tout le globe (a), les tropiques (b), les extra-tropiques nord (c) et les extra-tropiques sud (d). Les intégrations utilisent des analyses 3D-Var.

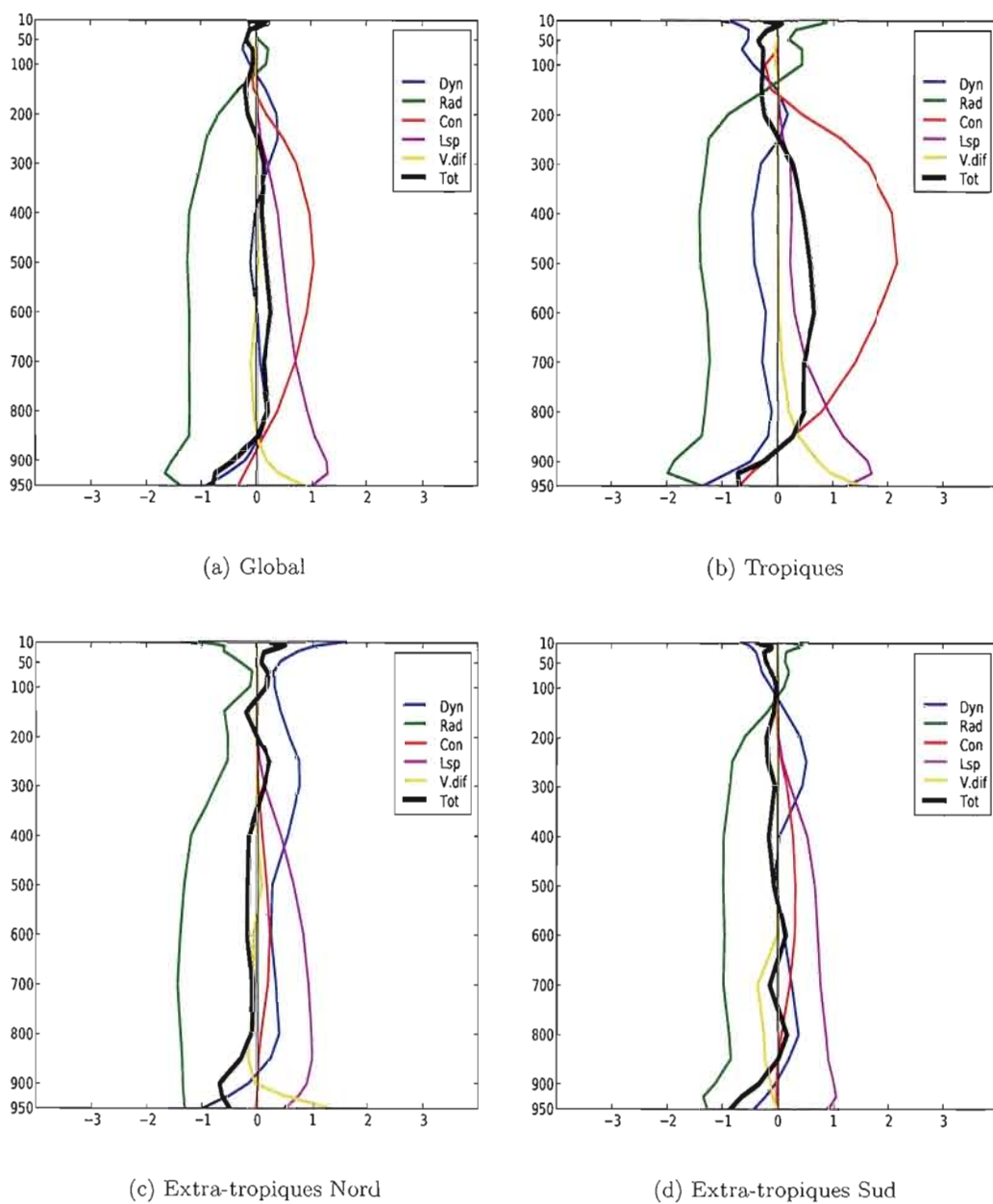


FIGURE 2.11: Idem que 2.10 mais pour des analyses 4D-Var.

Concernant les tendances obtenues par les simulations démarrant avec des analyses 4D-Var, on remarque que la différence entre celles issues du premier pas de temps et celles calculées pour les six heures suivantes n'est pas aussi nette que dans le cas du 3D-Var. Le fort réchauffement des basses couches n'est pas observé ici et les profils de la tendance totale sont assez similaires à ceux des six heures suivantes. Cette remarque nous indique que, dans ce cas, le modèle atteint son équilibre plus rapidement que dans le cas du 3D-Var. L'analyse 4D-Var est elle-même le résultat d'une intégration du modèle, ceci explique, du moins en partie, pourquoi une analyse 4D-Var est mieux équilibrée qu'une analyse 3D-Var au tout premier pas de temps. Une activité convective très intense est également observée dans les tropiques et ce dès le premier pas de temps, entraînant un réchauffement du modèle sur presque toute la colonne de la troposphère. Cette dernière remarque nous indique que le système d'assimilation 4D-Var utilisé dans cette étude produit, dans les régions tropicales, des analyses induisant des conditions très favorables au déclenchement d'une forte activité convective.

2.5 Tendances après cinq jours d'intégration

Un modèle doit, après un temps d'intégration suffisamment long, tendre à s'équilibrer et atteindre finalement sa propre climatologie. Le modèle devrait, à ce stade, afficher une tendance totale nulle sur toute la colonne de l'atmosphère.

Pour vérifier que notre modèle s'équilibre après un temps d'intégration suffisant, on a calculé les tendances de température après cinq jours d'intégration. Les résultats sont présentés sur les figures 2.12 et 2.13 pour les intégrations basées sur les analyses 3D-Var et 4D-Var respectivement.

Les profils ainsi obtenus montrent que le modèle est quasiment équilibré sur presque toute la colonne atmosphérique. Un léger biais est cependant observé dans les couches supérieures du modèle au dessus du niveau 200 hPa où on note un déséquilibre entre la radiation et la dynamique à travers l'advection, seuls processus actifs à ces altitudes.

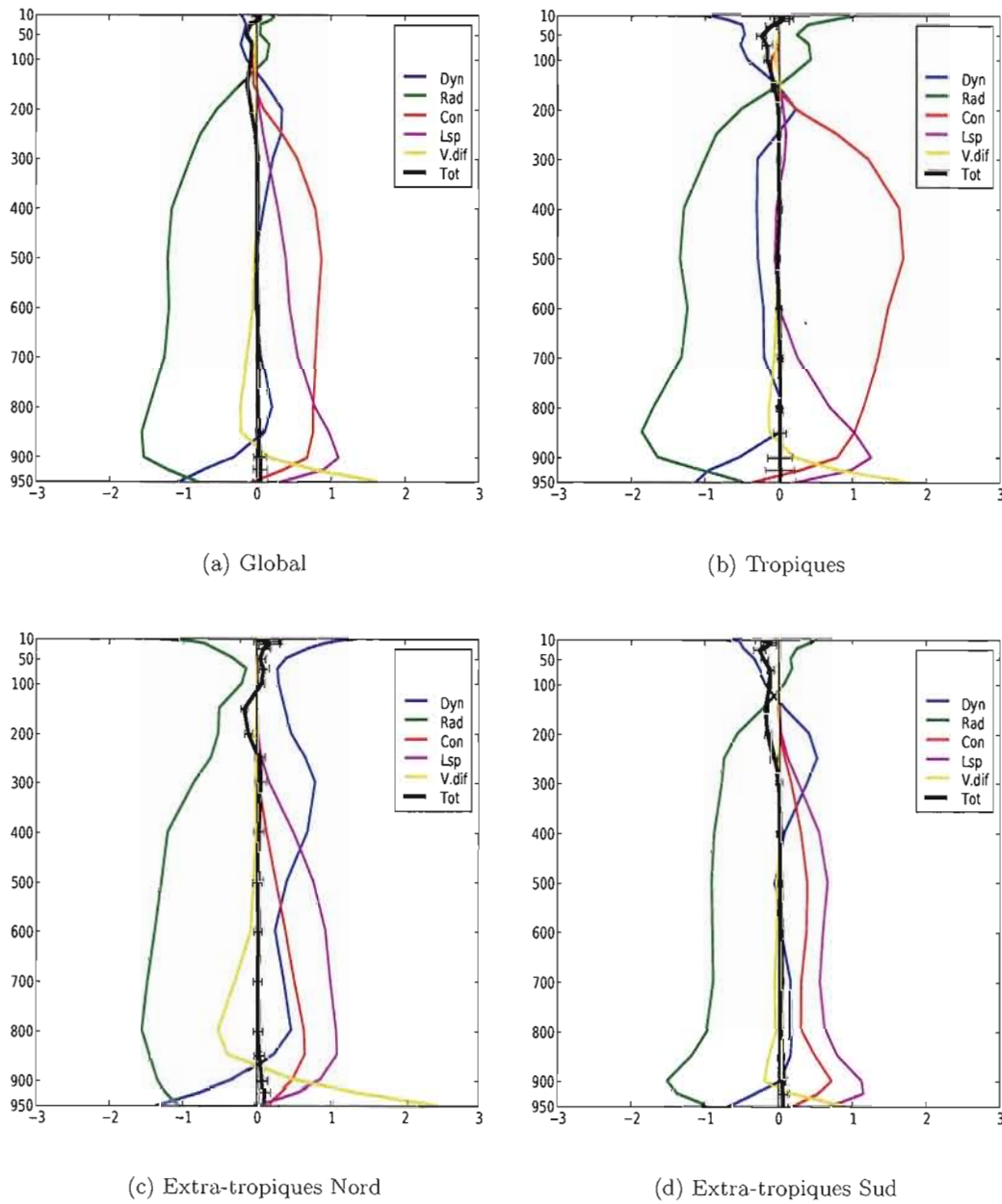
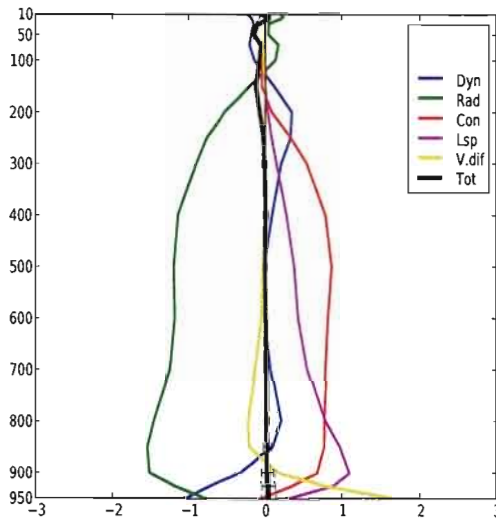
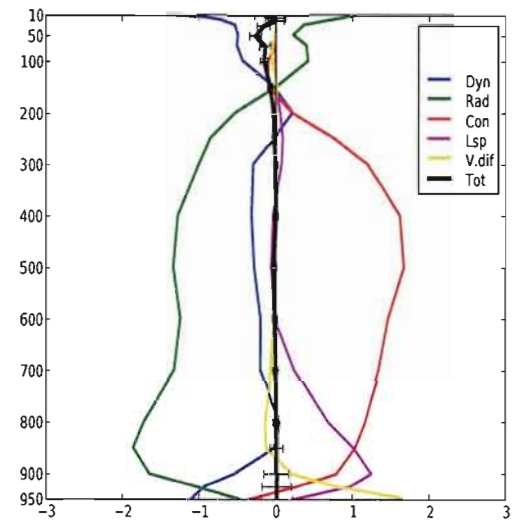


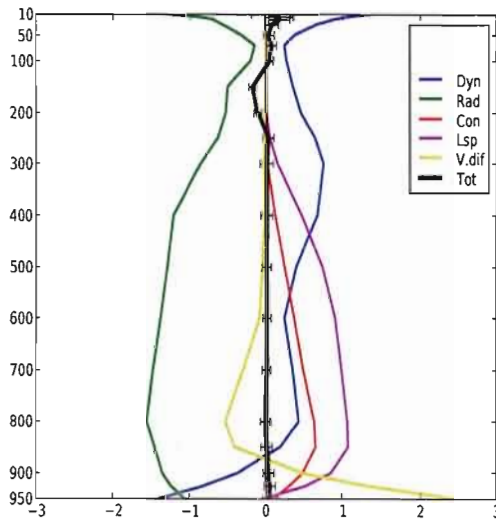
FIGURE 2.12: Profils des tendances de température en K/Jour calculées sur une période de 6 heures après cinq jours d'intégration et moyennées sur tout le globe (a), les tropiques (b), les extra-tropiques nord (c) et les extra-tropiques sud (d). Les intégrations utilisent des analyses 3D-Var.



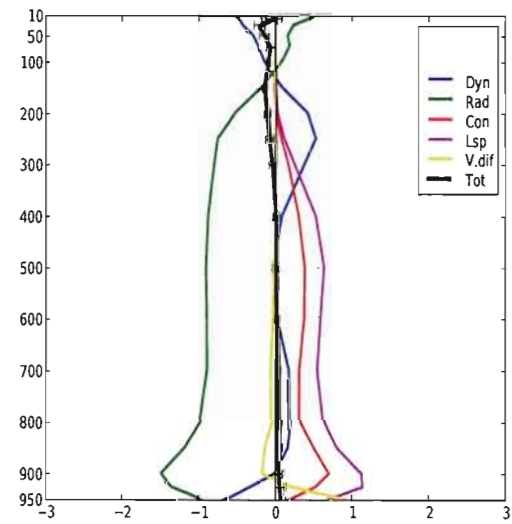
(a) Global



(b) Tropiques



(c) Extra-tropiques Nord



(d) Extra-tropiques Sud

FIGURE 2.13: Comme 2.12 mais avec des intégrations basées sur les analyses 4D-Var.

2.6 Conclusions

Les diagnostics basés sur les tendances initiales tels que proposés par Klinker et Sardeshmukh (1992) et Rodwell et Palmer (2007) ont été utilisés pour étudier le degré d'équilibre initial du modèle à travers des intégrations basées sur des analyses 3D-Var et 4D-Var.

L'expérience conduite ici a montré que le modèle se comporte différemment selon que les conditions initiales proviennent d'un 3D-Var ou un 4D-Var. En effet, des différences essentielles sont observées dans les tropiques dues au processus de convection plus actif dans le cas du 4D-Var. Ces différences suggèrent qu'il y aurait lieu de refaire les réglages de la représentation de la convection par le modèle.

Les tendances initiales de l'humidité spécifique ont également été examinées et les résultats ont conduit aux mêmes conclusions que celles des tendances de température.

Les tendances calculées pour le premier pas ont confirmé sa singularité. En effet, les profils des tendances du premier pas sont différents de ceux obtenus pour les six heures suivantes. Ces différences sont cependant moins importantes pour les intégrations basées sur les analyses 4D-Var comparées à celles basées sur les analyses 3D-Var. Ceci suggère que le modèle s'équilibre plus rapidement quand il est initialisé par des analyses 4D-Var.

Il est à noter que les deux jeux d'analyses (3D-Var et 4D-Var) proviennent d'un même centre et utilisent une ébauche produite par le même modèle. Cette expérience a montré que l'équilibre du modèle GEM est assez bon pour les deux types d'analyses. Il serait intéressant de prospecter l'impact sur l'équilibre du modèle si on lui fournit des analyses provenant d'un autre centre et utilisant un modèle différent. Ceci est l'objet du prochain chapitre.

CHAPITRE III

IMPACT DE L'UTILISATION D'UNE ANALYSE EXTERNE

3.1 Problématique

Les simulations climatiques sont réalisées sur de longues périodes de temps et les conditions initiales ont peu d'influence sur les résultats. Par contre, le contrôle et la validation des modèles climatiques se fait en examinant leur capacité à reproduire le climat présent. Cette vérification se fait en général par l'utilisation de réanalyses issues de systèmes d'assimilation complètement indépendants du modèle qu'on veut évaluer.

Comme nous l'avons vu au chapitre 2, une prévision à courte échéance est utilisée comme ébauche et l'analyse est obtenue en corrigeant cette ébauche pour la rapprocher des observations. Il s'ensuit que le modèle produisant l'ébauche laisse une empreinte sur l'analyse produite.

Au chapitre précédent, on a montré qu'en utilisant une analyse comme conditions initiales, la prévision qui en résulte présentait un assez bon équilibre dynamique. Comme le modèle de prévision était presque identique à celui utilisé pour faire les analyses, on peut se demander si l'équilibre est maintenu si l'analyse utilisée était basée sur un modèle différent.

Dans ce chapitre, nous reprenons l'étude avec le même modèle mais utilisant les ré-

analyses ERA-Interim du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT) comme conditions initiales (Dee et al., 2011).

3.2 Description de l'expérience

Dans cette expérience, un ensemble de simulations identiques à celles effectuées précédemment (124 intégrations de cinq jours couvrant le mois de janvier 2009) a été exécuté mais cette fois-ci en utilisant des analyses externes, c'est à dire les réanalyses ERA-Intérim. Celles-ci sont produites par le CEPMMT (ECMWF en anglais) et sont largement utilisées surtout dans les études sur le climat et particulièrement comme validation des modèles climatiques dans leurs simulations du climat présent. Les réanalyses utilisées dans ce travail ont été extraites à partir du serveur du CEPMMT (<http://data-portal.ecmwf.int/>).

Quelques caractéristiques de ces réanalyses et les améliorations apportées par rapport aux réanalyses ERA40 peuvent être résumées comme suit (Berrisford et al., 2009 ; Dee et al., 2011) :

- Utilisation d'un système 4D-Var sur une fenêtre de 12 heures
- Une représentation en harmoniques sphériques T255 pour les principaux champs dynamiques (résolution d'environ 100 km)
- Une grille gaussienne réduite de résolution d'environ 79 km pour les champs de surface et autres champs aux point de grille
- 60 niveaux sur la verticale avec un toit à 0,1 hPa
- Une meilleure formulation de la contrainte sur l'erreur de l'ébauche
- Une nouvelle analyse de l'humidité
- Une physique améliorée
- Un meilleur contrôle de qualité des observations
- Les données proviennent de l'archive opérationnelle du centre européen
- Période couverte : de 1979 à nos jours

Il est à noter que les réanalyses ERA-Interim utilisées dans cette étude et provenant de l'archive opérationnelle du CEPMMT sont de résolution horizontale d'environ 150 km

avec 37 niveaux verticaux.

3.3 Résultats

Les profils des tendances systématiques initiales dérivant des simulations utilisant des réanalyses ERA-Interim comme conditions initiales sont présentés sur la figure 3.1. Les profils obtenus, comparés à ceux des intégrations basées sur les analyses 4D-Var du SMC (Fig. 2.2), montrent des différences importantes. En effet, il existe dans ce cas un déséquilibre très important aussi bien à l'échelle globale que dans les autres régions (tropiques et extra-tropiques). On observe ainsi un réchauffement intense dans les basses couches dû essentiellement à la diffusion verticale. Ceci indique la présence d'un gradient thermique important entre la surface et les premières couches du modèle. Sur le reste de la troposphère, on remarque un refroidissement sur toute la colonne. Ce refroidissement est dû principalement à une quasi-absence de convection dont le rôle est justement d'équilibrer l'atmosphère par le dégagement de chaleur latente. Le réchauffement des niveaux inférieurs à travers les flux de chaleur sensible impliqués dans la diffusion verticale tend à stabiliser les basses couches de l'atmosphère et constitue un facteur limitant au déclenchement de la convection.

Pour mieux examiner ces résultats, les moyennes zonales des tendances ont été tracées et comparées à celles obtenues par les simulations démarrant d'un 4D-Var présentées au chapitre précédant. Les figures 3.2a et 3.2b confirment les résultats obtenus par les profils avec cependant plus de détails. En effet, on observe clairement le réchauffement des basses couches qui s'opère sur presque toutes les latitudes. Toutefois, ce réchauffement est nettement plus accentué dans les tropiques et l'hémisphère sud (Fig. 3.2a). On remarque également le refroidissement des couches moyennes et supérieures qui s'effectue sur la région équatoriale où se situe la zone de convergence inter-tropicale.

Pour plus de clarté et plus de détails, les moyennes zonales des tendances dues seulement à la convection ont été calculées et représentées sur la figure 3.3).

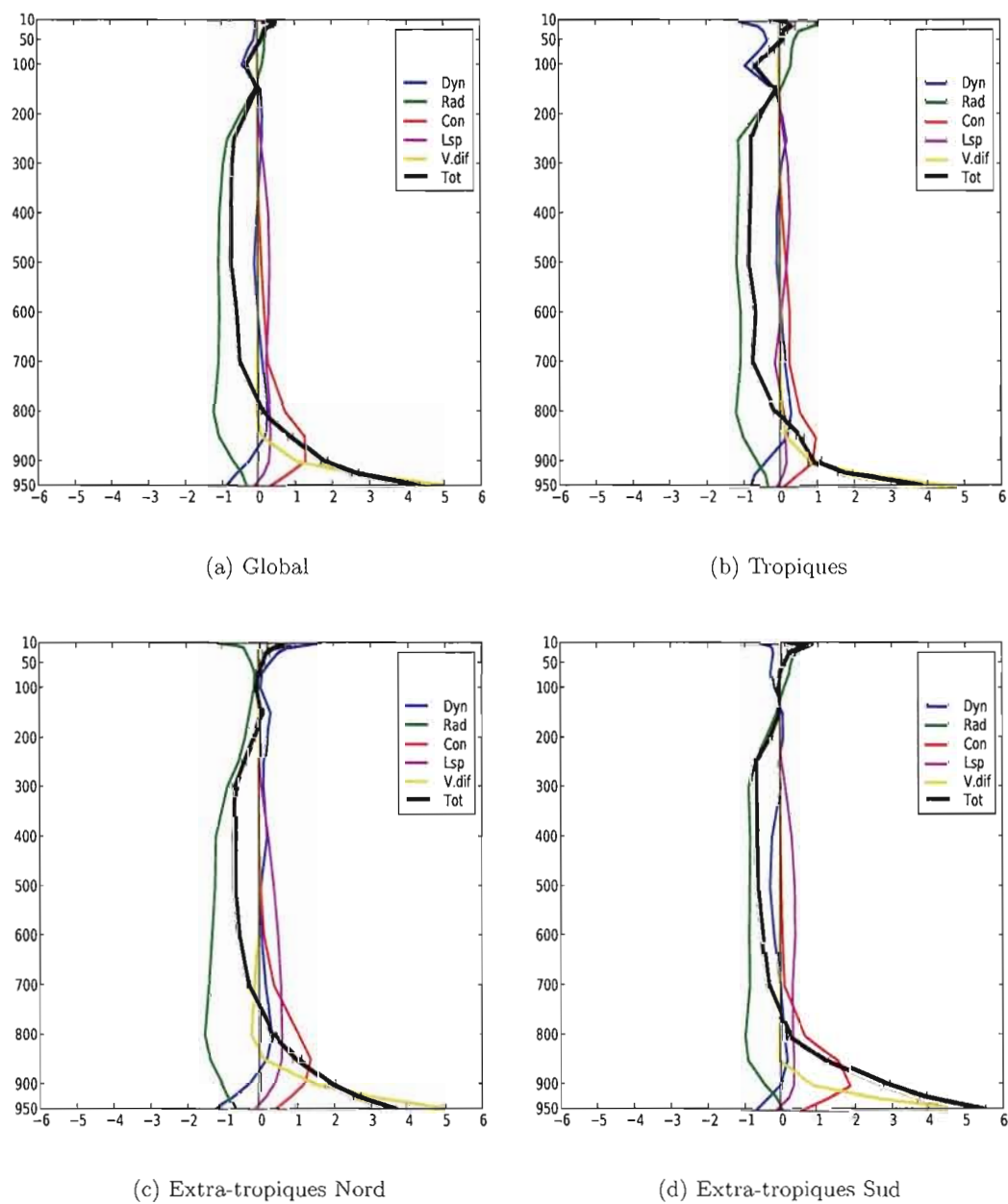
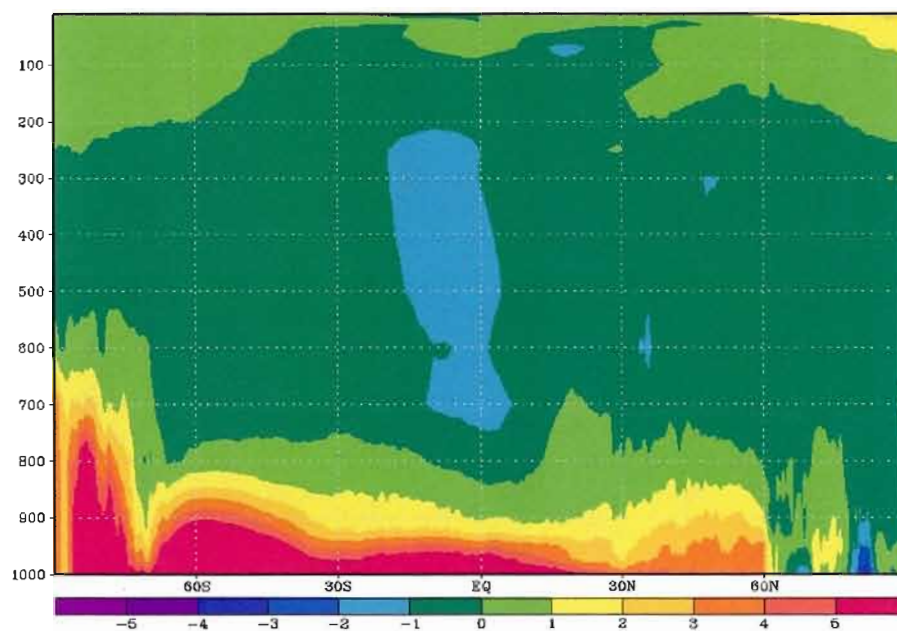
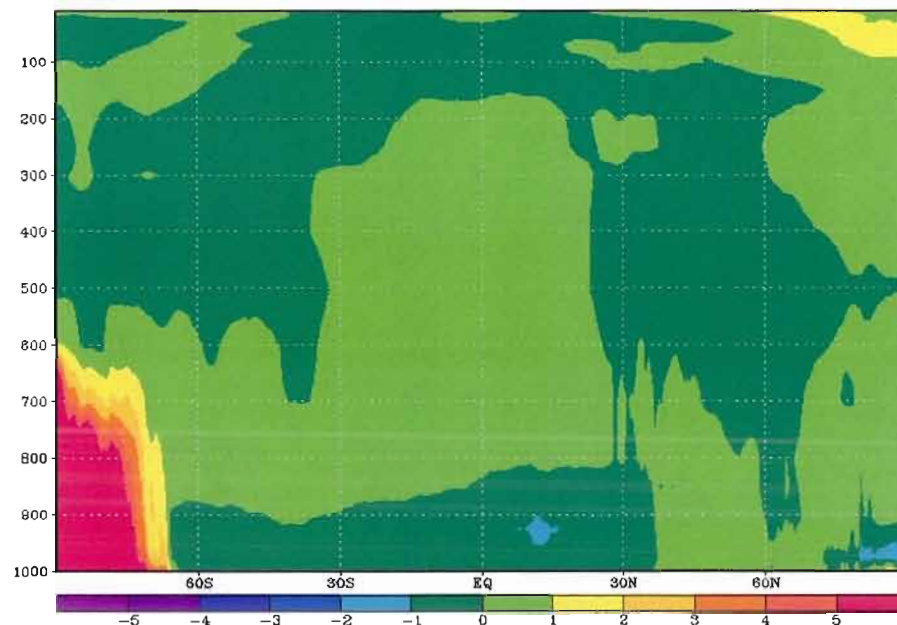


FIGURE 3.1: Profils des tendances systématiques initiales de température en K/Jour calculées sur les premières 6 heures excluant le premier pas de temps et moyennées sur tout le globe (a), les tropiques (b), les extra-tropiques nord (c) et les extra-tropiques sud (d). Les intégrations utilisent des réanalyses ERA-Interim.

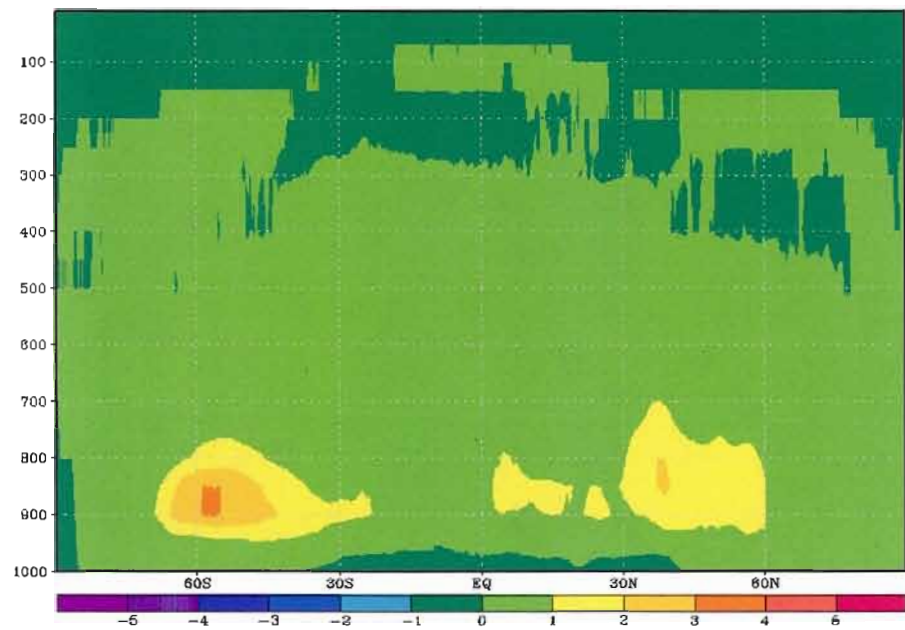


(a) ERA-Interim

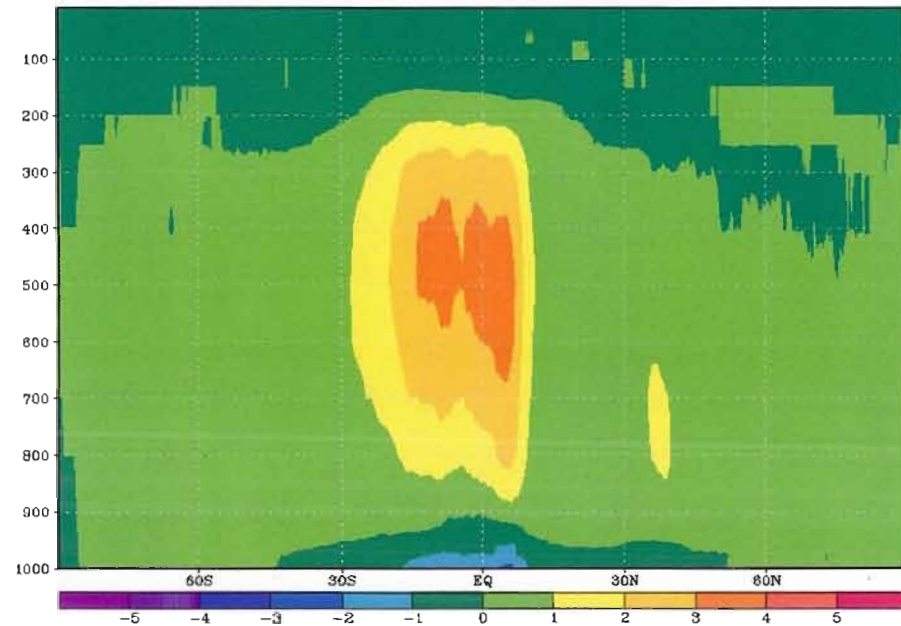


(b) 4D-Var

FIGURE 3.2: Moyennes zonales des tendances systématiques initiales de température. (a) Simulations utilisant ERA-Interim, (b) Simulations utilisant un 4D-Var.



(a) ERA-Interim

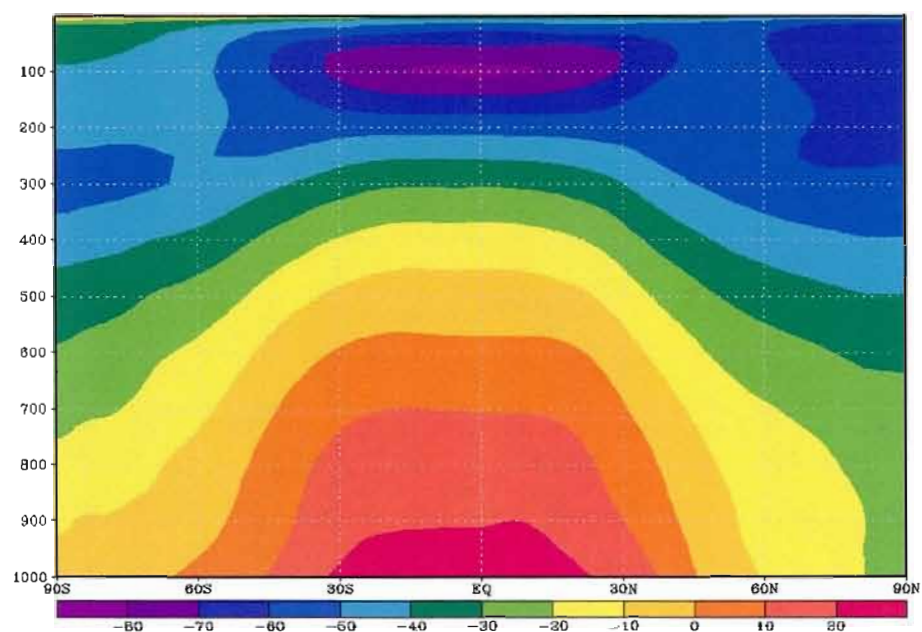


(b) 4D-Var

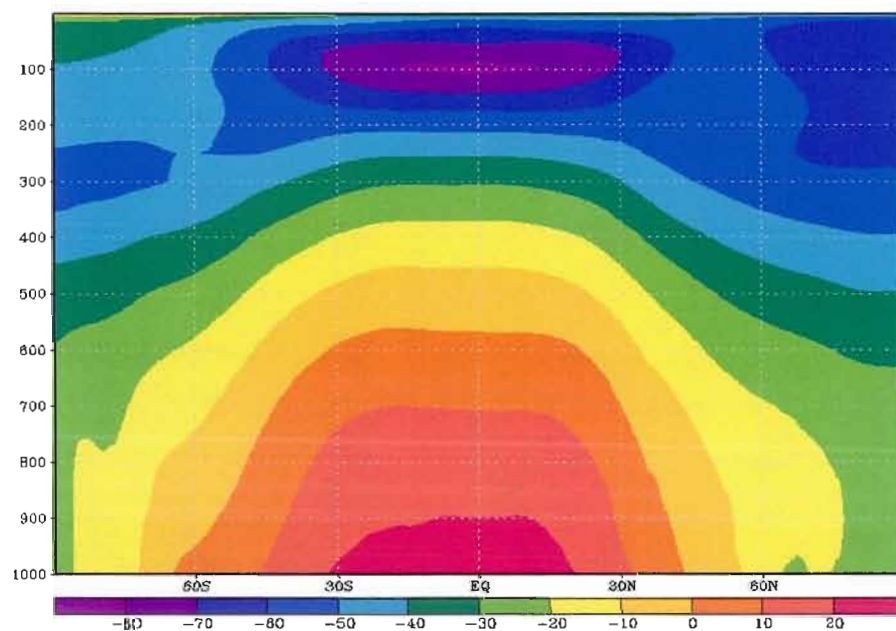
FIGURE 3.3: Moyennes zonales des tendances de température dues à la convection. (a) Simulations utilisant ERA-Interim, (b) Simulations utilisant un 4D-Var.

Alors que l'activité convective est bien installée dans les tropiques dans le cas des simulations utilisant les analyses 4D-Var (Fig. 3.3b), elle est pratiquement inexistante dans le cas ERA-Interim (Fig. 3.3a). Ce constat d'absence ou de très faible activité convective nous amène à essayer de comprendre les raisons du non déclenchement et/ou l'inhibition de la convection. Ainsi, une comparaison a été effectuée pour quelques champs météorologiques issus des réanalyses ERA-Interim et des analyses 4D-Var du SMC. Une moyenne temporelle sur tout le mois de janvier a été calculée pour les champs de température et d'humidité spécifique. Les figures 3.4 et 3.5 représentent ces champs qui ont été ensuite moyennés zonalement.

Les moyennes zonales de température (Fig. 3.4) n'affichent pas de différences notables entre les deux types d'analyses à l'exception des basses couches dans l'Antarctique. Partout ailleurs, on observe une forte similitude. Cependant, l'examen des moyennes zonales de l'humidité spécifique (Fig. 3.5) révèle des différences assez significatives. En effet, on remarque que les analyses 4D-Var sont plus humides que les réanalyses ERA-Interim, précisément dans les basses couches de la région équatoriale où l'activité convective est climatologiquement la plus intense. Les valeurs plus faibles d'humidité spécifique observées dans les réanalyses pourraient indiquer des conditions défavorables au déclenchement de la convection dans les premiers instants de l'intégration du modèle. Ce déficit d'humidité observé dans les basses couches limite la condensation par convection et donc le dégagement de chaleur latente.

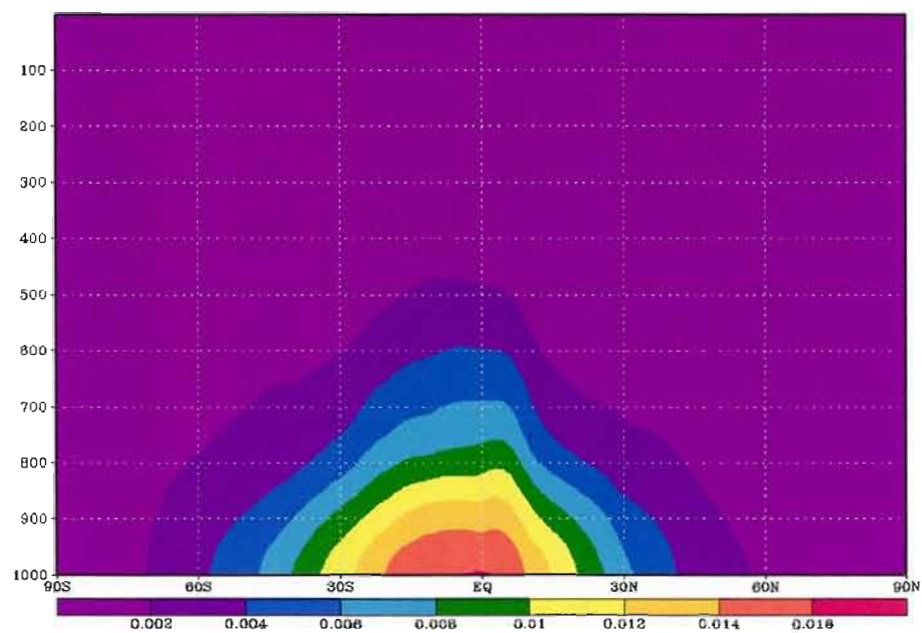


(a) ERA-Interim

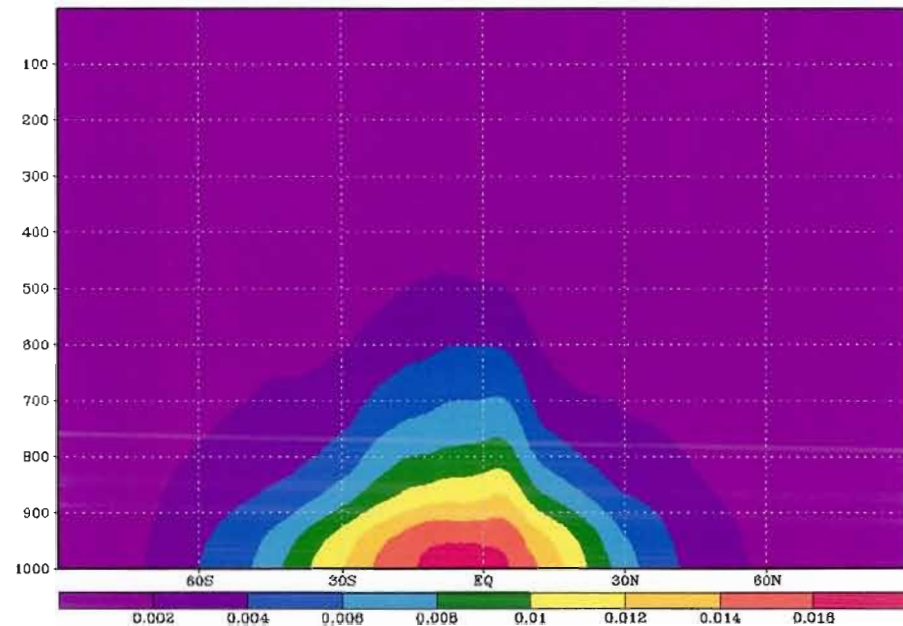


(b) 4D-Var

FIGURE 3.4: Moyennes zonales de la température en degrés C



(a) ERA-Interim



(b) 4D-Var

FIGURE 3.5: Moyennes zonales de l'humidité spécifique en kg/kg

Afin de vérifier si l'équilibre dynamique entre les processus est atteint après un temps suffisant d'intégration, les tendances ont été calculées après une intégration de 5 jours (entre 120.25 et 126.25 heures). Ce temps d'intégration est considéré suffisant pour que tous les effets dus au spin-up soient estompés. Les profils des tendances ainsi obtenues sont présentés sur la figure 3.6.

Au chapitre précédent, il a été montré qu'après cinq jours d'intégration, le modèle utilisant des analyses 4D-Var est quasiment équilibré et a atteint sa propre climatologie à l'exception des niveaux supérieurs (Fig. 2.13). Les profils obtenus pour les intégrations démarrant à partir des réanalyses montrent (Fig. 3.6) un important déséquilibre présent sur toute la colonne atmosphérique avec un réchauffement sur tous les niveaux de la troposphère. Une observation plus précise révèle que le processus de condensation est plus intense surtout dans les extra-tropiques nord et l'activité convective est nettement plus accentuée dans les tropiques. Par conséquent, plus de chaleur latente est dégagée expliquant ainsi le réchauffement observé. Il est clair que le modèle utilisant les réanalyses ERA-Interim trouve beaucoup de difficultés à établir un équilibre après l'intense 'désordre' observé dans les premiers instants de l'intégration et nécessite plus de temps pour atteindre sa propre climatologie.

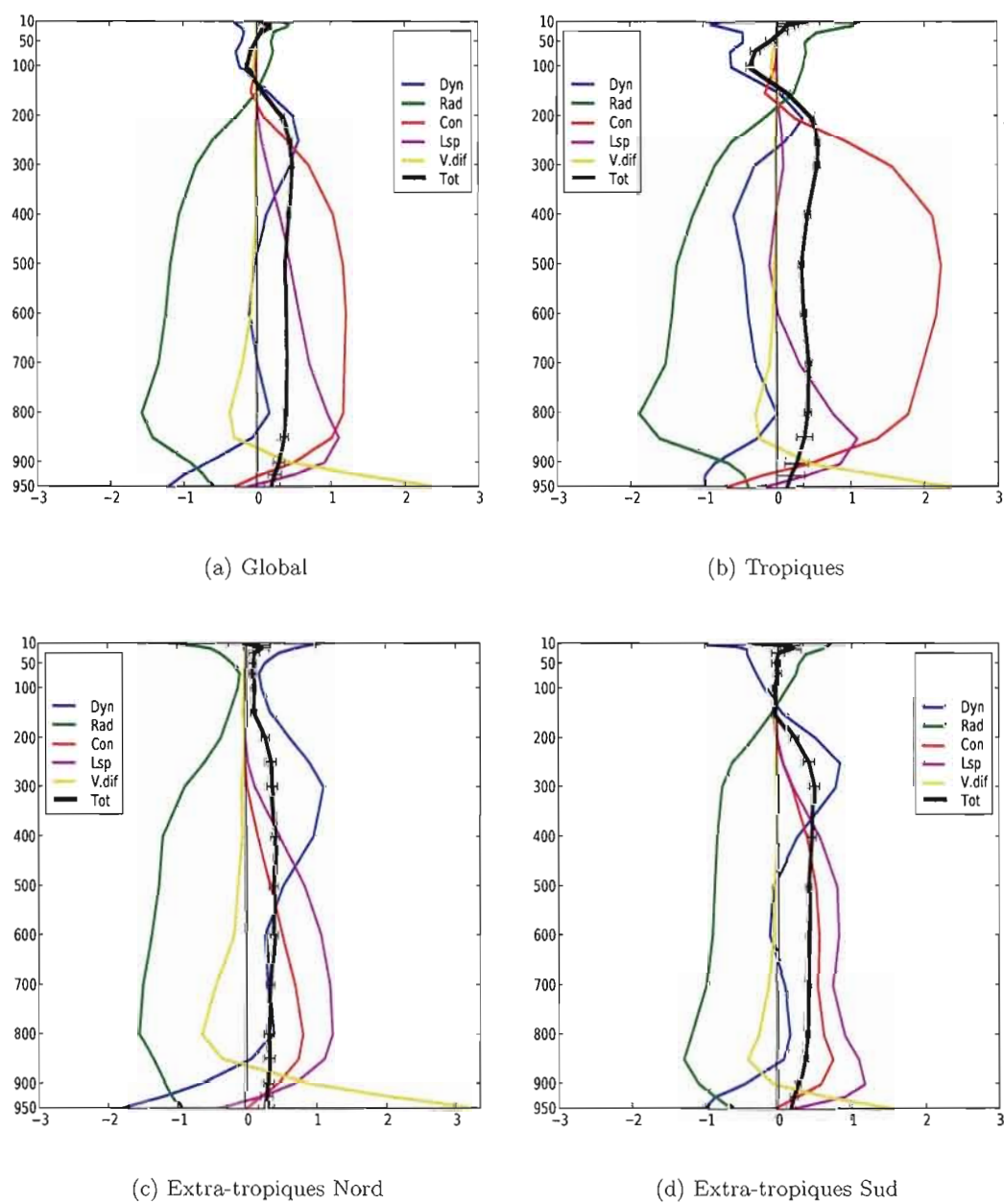


FIGURE 3.6: Comme 2.12 mais pour des intégrations basées sur les réanalyses ERA-Interim.

3.4 Conclusions

Les résultats de RP07 proviennent d'intégrations d'un modèle qui a été utilisé pour faire l'assimilation de données conduisant aux analyses utilisées comme conditions initiales. Dans ce chapitre, nous avons appliqué les diagnostics de RP07 aux intégrations du modèle GEM initialisé avec les réanalyses ERA-Interim. L'objectif de cette expérience est, non pas d'évaluer la qualité du modèle GEM à travers son équilibre dynamique, mais de montrer l'impact de conditions initiales basées sur un modèle différent sur son équilibre dynamique.

Le modèle était assez bien équilibré lorsqu'il était intégré à partir d'analyses 4D-Var du SMC mais affiche maintenant un déséquilibre important lorsqu'il est initialisé par les réanalyses ERA-Interim. Ce résultat souligne une limitation à l'application des diagnostics de RP07 : le modèle diagnostiqué ne peut être que celui ayant produit l'analyse. En effet, les différences entre les deux modèles sont grandes pour la représentation des processus physiques. D'autre part, ce résultat soulève des questions concernant la validation des processus physiques d'un modèle de climat en le comparant à des réanalyses externes. Idéalement, un modèle de climat devrait avoir sa propre réanalyse.

Dans le chapitre suivant, nous allons conduire la même expérience mais, cette fois-ci, en utilisant un modèle régional à aire limitée. Dans cette expérience, le pilotage de ce modèle se fera par différentes sources de conditions initiales et aux frontières.

CHAPITRE IV

APPLICATION DU DIAGNOSTIC AU MRCC

Pour un modèle global de climat, nous avons vu que les diagnostics de RP07 ne s'appliquent qu'à un modèle ayant produit sa propre analyse. Ceci montre l'intérêt pour un modèle de climat d'être en mesure de faire de l'assimilation de données pour valider les processus physiques rapides responsables d'une bonne partie de la variabilité climatique.

Un modèle régional de climat doit faire appel soit à un modèle de climat global, ou des réanalyses pour son pilotage aux frontières ou même contraindre les grandes échelles à l'intérieur de son domaine. Au vu des résultats du chapitre précédent, on peut se demander quel est l'impact du type d'analyse sur le comportement d'un modèle de climat régional.

4.1 Simulations

Ici, nous reprenons l'expérience du chapitre précédent en initialisant et pilotant un modèle régional de climat avec les analyses du SMC et les réanalyses ERA-Interim.

Un ensemble de simulations a été effectué en utilisant la version 5 du modèle régional canadien du climat (MRCC5) (Zadra et al., 2008) couvrant la région de l'Amérique du nord (Fig. 4.1). Les intégrations démarrent à 00UTC, 06UTC, 12UTC et 18UTC et couvrent la période du 01 au 30 janvier 2009 (120 au total), leur longueur est de 12

heures chacune. Les schémas de paramétrisation utilisés dans le MRCC sont identiques à ceux du modèle GEM global. Le nombre de niveaux verticaux est également le même (80 niveaux) avec cependant une plus haute résolution horizontale (environ 20 km). On notera que les conditions latérales (analyses SMC ou réanalyses Era-interim) sont fournies au modèle à une fréquence de six heures.

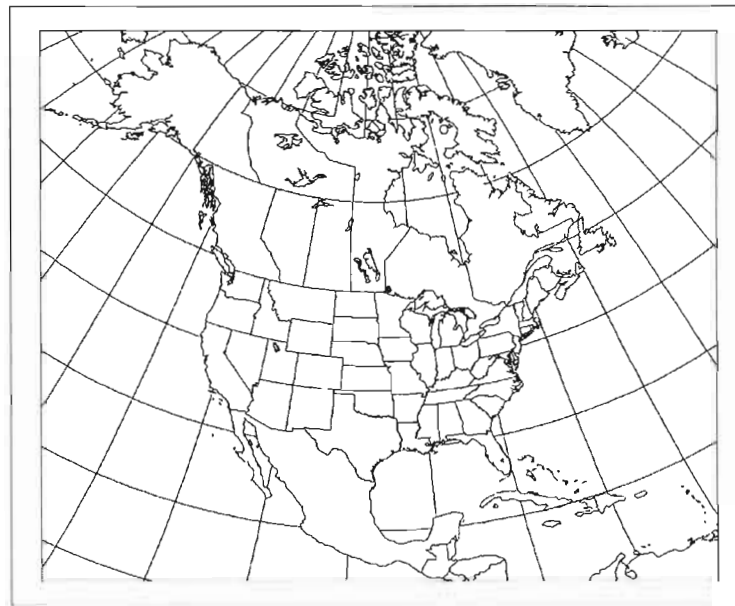


FIGURE 4.1: Domaine d'intégration du MRCC

Le but de cette expérience est, d'une part, d'examiner ce diagnostic de tendances initiales pour une configuration 'LAM' et comparer avec celles obtenues avec la version globale du modèle, et d'autre part, de vérifier l'impact de l'utilisation d'un autre système d'assimilation (analyses externes provenant des réanalyses ERA-Interim).

4.2 Résultats

Les profils des tendances systématiques initiales issues de ces simulations avec le MRCC sont présentés sur les figures 4.2a et 4.3a et sont comparés à ceux obtenus avec la version globale de GEM (Fig. 4.2b et 4.3b). Dans les deux cas, les résultats ont été moyennés sur le domaine d'intégration du MRCC (Amérique du Nord).

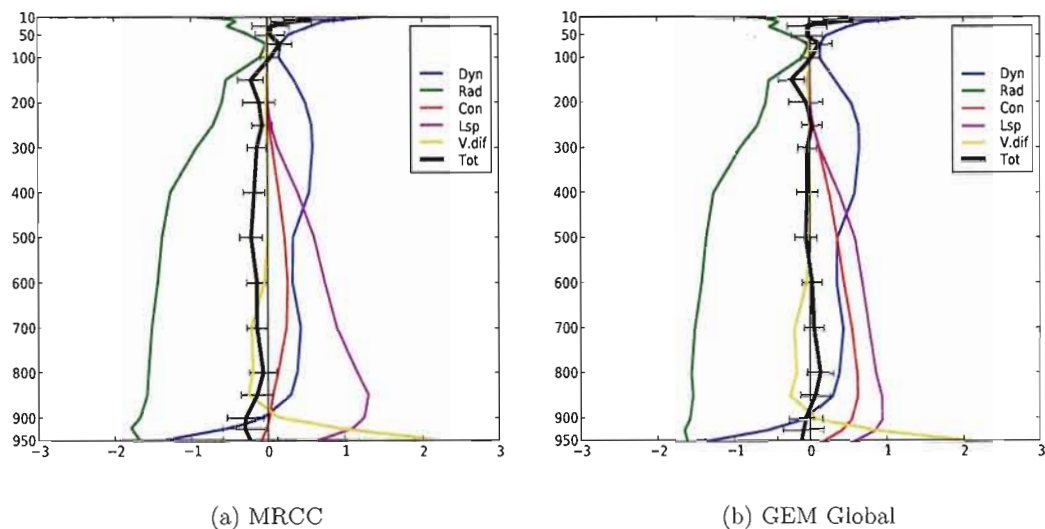


FIGURE 4.2: Tendances systématiques initiales de la température en K/J. (a) MRCC sur la région de l'Amérique du nord et (b) version globale de GEM. Dans les deux cas, les résultats sont moyennés sur le domaine d'intégration du MRCC. Les simulations sont basées sur des analyses 4D-Var.

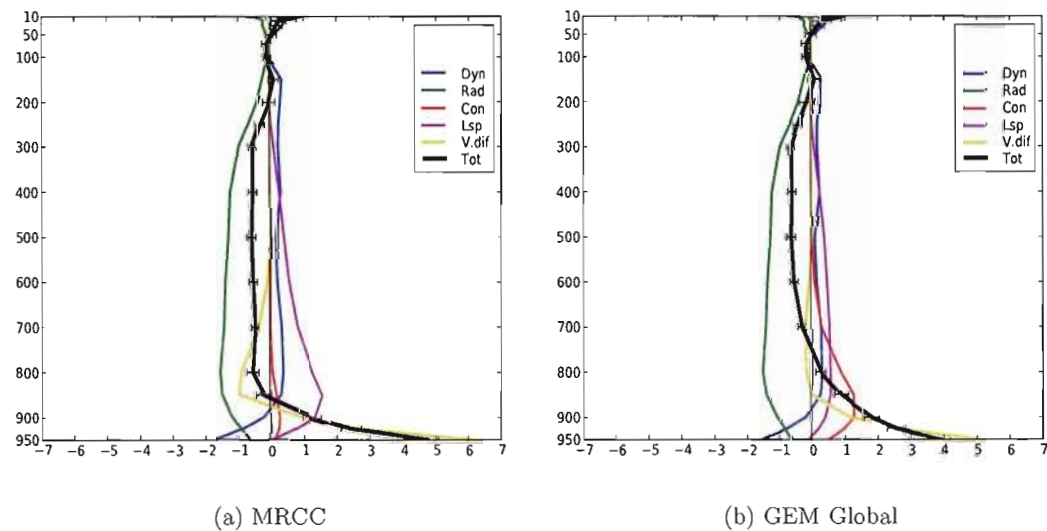


FIGURE 4.3: Comme 4.2 mais avec des simulations basées sur les réanalyses ERA-Interim. A noter que l'échelle est différente que sur la figure 4.2

Les résultats montrent que dans le cas où l'on utilise les analyses 4D-Var, la version globale du modèle GEM (Fig. 4.2b) est plus équilibrée que le MRCC (version LAM) (Fig. 4.2a). En effet, en comparant les profils obtenus pour les deux versions, on remarque que dans le cas du MRCC, il existe un léger refroidissement sur presque toute la colonne troposphérique. Ce refroidissement est dû essentiellement à une activité convective assez faible relativement à celle observée dans la version globale. On remarque aussi des différences dans le processus de condensation de grande échelle dans les basses couches. En effet, plus de vapeur d'eau est condensée dans le cas du MRCC. La figure 4.4 présente les tendances dues à la convection restreinte pour le niveau 850 hPa. Les différences sont clairement perceptibles surtout sur la partie de l'Atlantique nord, à l'est du continent Nord-Américain. Les tendances dues à la condensation de grande échelle sont quant à elles tracées sur la figure 4.5 où, cette fois-ci, on remarque une condensation plus importante pour le MRCC. Cette différence pourrait être attribuable à la plus haute résolution horizontale du MRCC.

Ces résultats indiquent qu'il y aurait intérêt à produire une analyse régionale pilotée par le MRCC. Du moins, dans notre cas, la différence dans la résolution horizontale n'est pas suffisante pour occasionner des améliorations notables au degré d'équilibre du modèle comparé à la version globale. Il est à noter que ces différences observées entre le MRCC et la version globale concernent seulement le domaine d'intérêt (Amérique du nord). Pour d'autres régions comme les tropiques la prédominance des processus physiques varie et le contraste mentionné pourrait être différent.

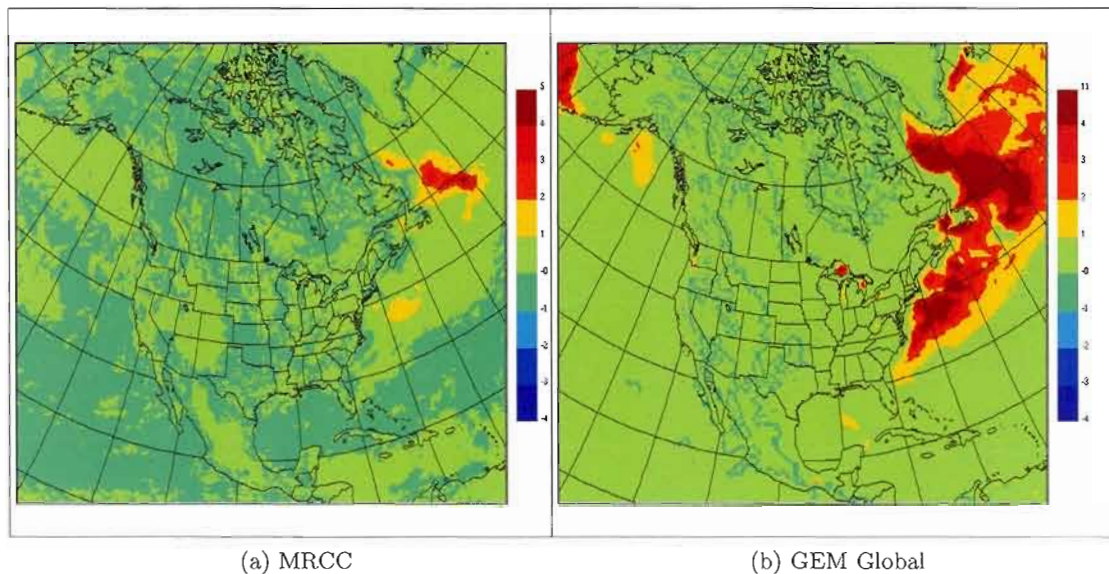


FIGURE 4.4: Tendances systématiques initiales de température, dues à la convection restreinte, en K/Jour au niveau 850 hPa obtenues avec le MRCC (a) et avec GEM global (b). Les conditions initiales et aux bords proviennent des analyses 4D-Var.

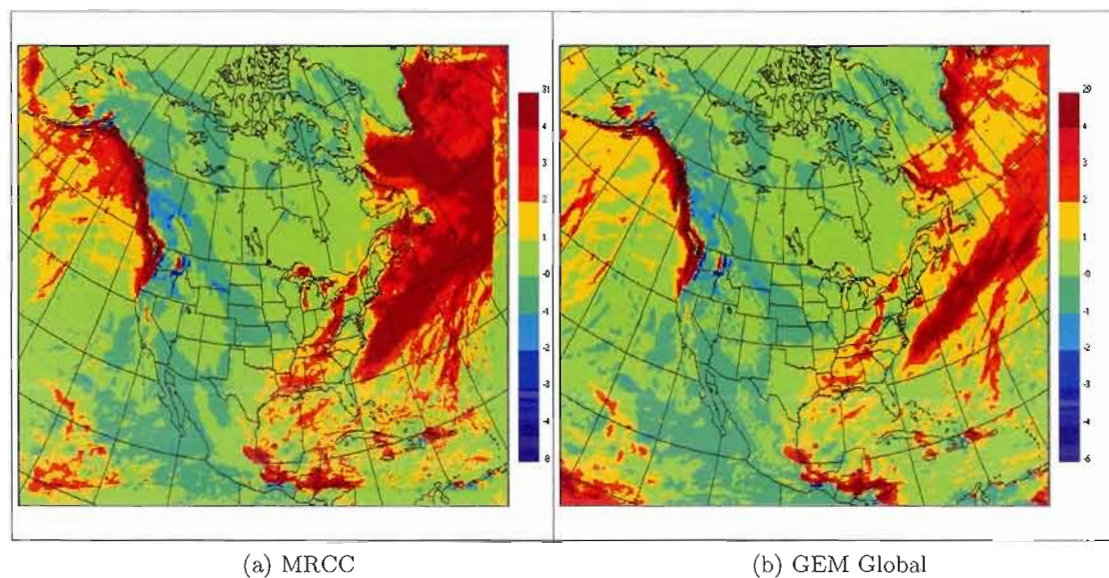


FIGURE 4.5: Tendances systématiques initiales de température, dues à la condensation de grande échelle, en K/Jour au niveau 850 hPa obtenues avec le MRCC (a) et avec GEM global (b). Les conditions initiales et aux bords proviennent des analyses 4D-Var.

Dans le cas de l'utilisation des réanalyses ERA-Interim, le problème observé concernant la diffusion verticale dans les basses couches est présent dans les deux cas (Fig. 4.3a et 4.3b) mais il est plus intense pour le MRCC avec un réchauffement accru dans les basses couches et un refroidissement juste au-dessus. Aussi, des différences sont observées sur les profils des tendances provenant des processus de convection restreinte (Fig. 4.6) ainsi que la condensation de grande échelle. La comparaison des figures 4.2a et 4.3a indique clairement que le MRCC est mieux équilibré s'il est initialisé avec une analyse 4D-Var du SMC plutôt qu'une analyse provenant des ERA-Interim. Ceci s'explique par la parenté très proche entre le MRCC et le modèle GEM global utilisé pour produire les analyses 4D-Var du SMC.

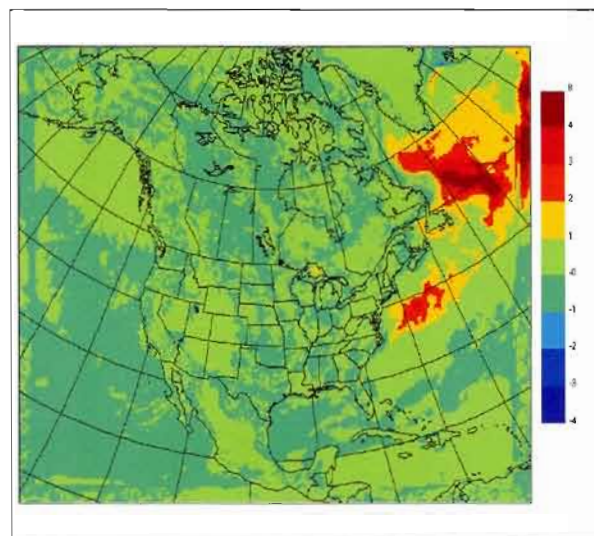


FIGURE 4.6: Tendances systématiques initiales de température, dues à la convection restreinte, en K/Jour au niveau 850 hPa obtenues avec le MRCC démarrant à partir des réanalyses ERA-Interim.

4.3 Conclusions

Cette expérience nous a permis de montrer que les analyses ont un impact sur le degré d'équilibre du démarrage d'un MRCC. En effet, lorsque les analyses 4D-Var du SMC sont utilisées pour piloter le MRCC, le déséquilibre mesuré sur le domaine du MRCC, l'Amérique du Nord, est plus important que ce qui est observé avec le modèle GEM-

Global. Par contre, la situation est pire si des analyses ERA-Interim sont utilisées. Ceci concorde avec les déséquilibres observés avec GEM-Global lorsqu'il est initialisé avec des analyses ERA-Interim.

On conclut ici que le MRCC aurait avantage à utiliser les analyses du SMC plutôt que celles d'ERA-Interim comme conditions initiales. Il est à noter que, pour de simulations climatiques, l'état initial est oublié mais des déséquilibres au démarrage du modèle peuvent toutefois entraîner un biais ou une variabilité artificielle. Cette étude est préliminaire et incomplète. Il y aurait lieu de comparer deux séries d'expériences utilisant ces deux types d'analyse mais uniquement pour définir les conditions aux frontières et/ou le pilotage spectral.

On conclut que les résultats obtenus indiquent l'avantage de produire des analyses régionales pilotées par le MRCC lui-même pour être en mesure de valider et régler les processus physiques rapides du MRCC.

CONCLUSIONS

Les projections du climat futur tel que simulé par les modèles sont fournies avec des incertitudes reliées à plusieurs sources d'erreurs. Les incertitudes reliées aux erreurs de modèle sont le plus souvent déterminées en utilisant un ensemble de perturbations d'un modèle.

La technique des tendances initiales utilisée dans ce travail permet de mieux évaluer les incertitudes des simulations climatiques relatives aux erreurs de modèle. Il a été démontré que ce diagnostic peut aider à filtrer les versions de modèle irréalistes. Il peut aussi servir comme pondération d'un ensemble de versions de modèle utilisé dans la fabrication des densités de probabilité des prédictions climatiques (RP07).

Cette méthode peut également être utilisée pour discriminer des versions de modèle différentes et diagnostiquer l'amélioration apportée par une version relativement à une autre (Rodwell et Jung, 2008).

Cette méthode utilise un principe essentiel de l'assimilation de données. Ce principe indique que l'incrément d'analyse moyenné sur un ensemble de cycles d'assimilation doit tendre vers zéro. En d'autres mots, le modèle utilisé dans le système d'assimilation doit être correctement équilibré et non biaisé.

La méthodologie de cette technique établit une équivalence entre les tendances initiales et l'incrément d'analyse moyen. Il suffit donc de calculer ces tendances initiales à partir de prévisions de très courte échéance (typiquement six heures) pour estimer l'état d'équilibre ou déséquilibre d'un modèle relativement à un état de l'atmosphère qu'on considère le plus proche de la réalité. L'amplitude des tendances ainsi obtenues exprime l'ampleur du déséquilibre du modèle et donc l'importance de ses erreurs dans la repré-

sensation des processus physiques. On rappelle que cette technique fait intervenir les processus physiques dit rapides car leur influence se fait sentir dès les premiers instants de l'intégration.

Ce travail a permis de mettre en évidence la puissance de cette technique. En effet, cette dernière présente les avantages suivants :

Le détail et la précision : elle permet d'explorer les tendances initiales nettes (somme de toutes les tendances) ou les tendances de chaque processus physique individuellement.

La simplicité de sa mise en oeuvre : le calcul des tendances est assez simple et toute la procédure n'est pas compliquée à mettre en place.

L'exploration est progressive et en trois dimensions : cette technique permet de prospecter l'équilibre d'un modèle de façon progressive. En effet, les profils verticaux des tendances donnent un aperçu général de l'état d'équilibre du modèle. On peut ensuite détailler la prospection en visant un niveau atmosphérique particulier pour avoir une vue horizontale de l'équilibre. Par la suite, on peut se concentrer sur une région spécifique pour situer spatialement les déséquilibres éventuels. Cette démarche peut se faire pour la tendance nette mais elle peut se faire également pour la tendance due à un processus physique donné pour obtenir plus de détails sur le comportement de ce processus particulier et déceler ainsi les erreurs dans sa représentation par le modèle.

Le coût de calcul : très avantageux relativement à celui nécessaire pour une évaluation de la qualité de la simulation du climat présent par le modèle. RP07 ont montré que toute la procédure incluant l'assimilation et les prévisions représente environ 4.7 années de simulation d'un modèle couplé à la même résolution.

La disponibilité par rapport à l'incrément d'analyse : bien qu'il y ait similarité du diagnostic des tendances initiales avec l'incrément d'analyse, cette technique présente l'avantage de la disponibilité des tendances individuelles dues aux processus physiques. Un autre avantage important est que le premier pas de temps peut être négligé alors qu'il est implicitement présent dans le calcul de l'incrément d'analyse.

Dans ce travail, nous avons utilisé ce diagnostic des tendances initiales pour étudier l'impact sur l'équilibre d'un modèle, l'utilisation de différents types d'analyses (3D-Var, 4D-Var et ERA-Interim).

On a ainsi montré que l'équilibre du modèle étudié est sensible au type d'analyse utilisé. En effet, il a été montré que l'utilisation d'analyses obtenues par un système 3D-Var produit une qualité d'équilibre du modèle différente de celle obtenue en employant des analyses provenant d'un système 4D-Var.

L'étude a montré que le modèle (dans la configuration qui est utilisée) est mieux équilibré dans le cas d'analyses 3D-Var. Cette conclusion est contre-intuitive car les analyses 4D-Var sont réputées de bien meilleure qualité et mieux équilibrées que celles provenant du 3D-Var (Gauthier et Thépaut, 2001). Cependant, une analyse plus fine a mis en évidence une activité convective accrue dans le cas du 4D-Var dans les tropiques et plus précisément dans la région de la zone de convergence inter-tropicale (ZCIT). Cette activité convective plus intense est observée dès le premier pas de temps. Ce résultat reste à investiguer avec plus de profondeur et de détail pour essayer de comprendre les causes de cette 'erreur'. La question à laquelle il faudrait répondre est pourquoi le schéma de paramétrisation de la convection est-il plus actif dans le cas où les données proviennent d'analyses 4D-Var et qu'il l'est moins avec celles du 3D-Var ?

On rappelle ici que les analyses 3D-Var et 4D-Var proviennent d'un même centre (centre météorologique canadien) et utilisent le même modèle de prévision (modèle GEM) pour produire l'ébauche.

Après cinq jours d'intégration, le modèle semble être bien équilibré avec sa propre climatologie. Néanmoins, des erreurs persistent aux alentours du niveau 150 hPa où un refroidissement anormal perdure surtout dans la région des extra-tropiques nord. Ce résultat indique clairement que l'erreur observée provient de la représentation par le modèle du processus de radiation ou celui de la dynamique (advection), seuls processus encore actifs à cette altitude. Une étude plus approfondie à ce niveau pourrait révéler plus de détails et mettre en évidence les sources de cette erreur.

L'utilisation d'analyses de types différents et provenant de systèmes différents a révélé

de grandes disparités dans les résultats obtenus. En effet, la comparaison des diagnostics des tendances initiales obtenues en utilisant des analyses 4D-Var du SMC et celles obtenues en employant des réanalyses ERA-Interim du centre européen CEPMMT a montré de grandes différences. On observe un grand déséquilibre du modèle GEM lorsqu'il démarre à partir des réanalyses. Ce grand déséquilibre est dû essentiellement à une trop faible activité convective. En d'autres mots, les réanalyses ERA-Interim telles qu'elles sont utilisées dans cette étude fournissent des conditions défavorables au déclenchement de la convection. Après cinq jours d'intégration, alors que le modèle démarrant à partir d'analyses 4D-Var s'est beaucoup rapproché de sa propre climatologie, le modèle utilisant les réanalyses n'est toujours pas équilibré. Il semble osciller autour de sa propre climatologie et nécessiterait plus de temps pour s'équilibrer. Le diagnostic des tendances doit être calculé pour des simulations de plus longues durées pour examiner cet aspect. Ce résultat souligne l'importance d'utiliser des analyses construites en employant le même modèle que celui utilisé dans les simulations ou du moins similaire.

Dans ce travail, on a également exploré les tendances initiales produites par le MRCC (version LAM de GEM) dont la région d'intérêt choisie est l'Amérique du nord. Les résultats ont montré également de grandes différences quand le modèle utilise des analyses 4D-Var ou des réanalyses ERA-Interim.

Un autre résultat intéressant mis en évidence par le diagnostic des tendances initiales indique que le MRCC est moins bien équilibré que le modèle global GEM sur la même région. La résolution, plus forte dans le cas du MRCC, ne semble pas améliorer l'équilibre du modèle relativement à la version globale. Des différences sont ainsi observées notamment dans les tendances de convection avec des valeurs plus fortes dans le cas de GEM global. Plusieurs raisons pourraient expliquer cette différence. On pourrait citer la taille du domaine de simulation ainsi que la région du globe sur laquelle le modèle est configuré. Ces résultats indiquent également qu'il serait plus avantageux si le MRCC est initialisé par une analyse régionale construite à l'aide du modèle régional lui-même. Cet aspect devrait être étudié plus profondément pour mieux comprendre ces différences.

Cette étude a permis, à travers le diagnostic des tendances initiales, de mieux com-

prendre l'équilibre des modèles et a mis en évidence toute la puissance et l'utilité de cette technique. Cependant, il reste plusieurs aspects qui demandent à être explorés avec plus de détails et de profondeur.

La différence observée dans le processus de convection dans la région de la ZCIT dans le cas où on utilise des analyses 3D-Var ou 4D-Var mérite d'être étudiée avec plus de profondeur. En effet, on pourrait recalibrer les paramétrages du modèle à travers le schéma de paramétrisation de la convection et comparer avec les résultats déjà obtenus pour vérifier s'il y'a amélioration de l'équilibre. Ceci indiquerait que l'erreur provient du schéma utilisé et de la nécessité de revoir la calibration du modèle lorsque la façon de faire l'analyse change. La période durant laquelle les simulations ont été effectuées ne devrait pas avoir d'influence sur les résultats car l'activité convective dans la ZCIT y est présente tout le long de l'année.

Le grand déséquilibre obtenu en tournant le modèle GEM avec des réanalyses ERA-Interim montre à priori tout l'intérêt à vérifier la cohérence de la représentation des processus physiques en utilisant des conditions initiales 'cohérentes' avec le modèle à tester.

On pourrait étendre notre étude en testant par exemple des réanalyses NCEP ou autres et confronter les résultats avec ceux obtenus avec les analyses du SMC, l'idée est d'examiner si des analyses provenant du même système que le modèle étudié sont les plus adéquates pour les simulations. Si cette hypothèse est vérifiée, on pourrait penser que la validation d'un modèle serait plus correcte si les simulations étaient confrontées à des réanalyses provenant du même système.

Dans le cas où ces conditions initiales ne sont pas disponibles, il serait recommandable de valider la performance du modèle par utilisation de différentes sources d'analyses. Ceci est valable aussi bien pour les conditions initiales que pour les conditions aux frontières.

Les résultats obtenus avec le modèle MRCC requièrent une plus grande attention et des investigations plus détaillées. Il serait, par exemple, intéressant d'explorer l'effet de la taille du domaine d'intégration. On pourrait faire varier la grandeur du domaine et aussi la résolution horizontale et essayer d'approcher, à l'aide de la technique des tendances,

une configuration optimale dans le sens du meilleur équilibre possible.

On pourrait également tester l'équilibre du MRCC sur d'autres régions comme l'Afrique ou la région équatoriale et explorer la sensibilité de cet équilibre pour différentes régions.

Finalement, on pourrait utiliser la technique des tendances initiales pour examiner des versions du modèle MRCC relativement à la version contrôle qu'on cherche à améliorer. Ainsi, un développement apporté au modèle pourrait être plus rapidement évalué que si l'on devait appliquer le test de simulation du climat présent. L'avantage de cette technique est qu'elle permet de mettre en évidence avec plus de clarté les éventuelles améliorations ou dégradations apportées et offre la possibilité d'expliquer physiquement l'effet de ces changements.

Le diagnostic des tendances initiales est un outil puissant, très utile et relativement peu coûteux en temps de calcul et pourrait constituer, si la technique est développée, un excellent test préliminaire systématique dans le domaine de la modélisation et particulièrement la modélisation climatique. Par contre, cette approche ne peut être appliquée aux processus agissant sur de longues périodes de temps. Il faut donc voir ces conditions d'équilibre des processus rapides comme une condition nécessaire mais définitivement pas suffisante.

BIBLIOGRAPHIE

- Baer, F., 1977: Adjustment of initial conditions required to suppress gravity oscillations in nonlinear flows. *Contrib. Atmos. Phys.*, **50**, 350-366.
- , et J. J. Tribbia, 1977: On complete filtering of gravity of modes through nonlinear initialization. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1536-1539.
- Bélair, S., M. Roch, A.-M. Leduc, P. Vaillancourt, S. Laroche, et J. Mailhot, 2009: Medium-range quantitative precipitation forecasts from Canada's new 33-km deterministic global operational system. *Wea. Forecasting*, **24**, 690–708.
- Berrisford, P., D. P. Dee, K. Fielding, M. Fuentes, P. Kållberg, S. Kobayashi, S. M. Uppala, 2009: 'The ERA-Interim Archive'. ERA Report Series, No. 1. ECMWF : Reading, UK.
- Bouttier, F. et P. Courtier, 1999: *Data Assimilation Concepts and Methods*. Lecture Notes, ECMWF, 1999.
- Caya, D., R. Laprise, M. Giguère, G. Bergeron, J. P. Blanchet, B. J. Stocks, G. J. Boer, et N. A. McFarlane, 1995: Description of the Canadian regional climate model. *Water, Air and Soil Pol.*, **82**, 477-482.
- Côté, J., S. Gravel, A. Staniforth, A. Patoine, M. Roch et A. N. Staniforth, 1998: The operational CMC-MRB global environmental multiscale (GEM) model. Part I - Design Considerations and Formulation, *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1373- 1395.
- , J.-G. Desmarais, S. Gravel, A. Méthot, A. Patoine, M. Roch et A. Staniforth, 1998b: The Operational CMC-MRB Global Environmental Multiscale (GEM) Model : Part II - Results, *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1397- 1418.
- Courtier, P. et O. Talagrand (1990): Variational assimilation of meteorological observations with the direct and adjoint shallow-water equations. *Tellus*, **42A**, 531–549.
- , J.-N. Thépaut et A. Hollingsworth, 1994: A strategy for operational implementation of 4D-Var using an incremental approach. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 1367-1387.
- Daley R., 1991: *Atmospheric data analysis*, Cambridge University Press, 1991.
- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut et F. Vitart, 2011: The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 553-597.

- Dugas B., K. Winger, 2009: A CRCM5 Description. Arctic System Model Workshop III UQAM, Montréal 16-17 juillet 2009.
- Fischer, C., T. Montmerle, L. Berre, L. Auger et S. E. Stefanescu, 2005: An overview of the variational assimilation in the ALADIN/France numerical weather-prediction system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 3477-3492.
- Gandin, L. S., 1963: Objective analysis of meteorological fields. *Gidrometeorologicheskoe Isdatel'svo*, Leningrad, USSR. English translation by Israeli Program for Scientific translations, Jerusalem, 1965.
- Gauthier, P., C. Charette, L. Fillion, P. Koclas et S. Laroche, 1999: Implementation of a 3D variational data assimilation system at the Canadian Meteorological Centre. Part I : The global analysis. *Atmos.-Ocean*, **37**, 103-156.
- _____, et J.-N. Thépaut, 2001: Impact of the digital filter as a weak constraint in the preoperational 4D-Var assimilation system of Météo-France. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2089-2102.
- _____, M. Tanguay, S. Laroche, S. Pellerin, et J. Morneau, 2007: Extension of 3D-Var to 4D-Var : Implementation of 4D-Var at the Meteorological Service of Canada. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 2339-2354.
- Gilbert, J. C. et C. Lemaréchal, 1989: Some numerical experiments with variable storage quasi-Newton algorithms. *Mathematical Programming*, **45**, 407-435.
- Huang, X.-Y., K. Mogensen et X. Yang, 2002: First-Guess at the appropriate time: the HIRLAM implementation and experiments. *HIRLAM Workshop on Variational Data Assimilation and Remote Sensing*, Workshop Report, 28-43.
- Kain, J. S., et J. M. Fritsch, 1990: A one-dimensional entraining / detraining plume model and its application in convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2784-2802.
- _____, et J. M. Fritsch, 1993: Convective parameterization for mesoscale models : The Kain-Fritsch scheme. The representation of cumulus convection in numerical models. *Meteor. Monogr.*, **27**, Amer. Meteor. Soc., 165-170.
- Kalnay E., 2003: *Atmospheric modeling, data assimilation and predictability*, Cambridge University Press, 341 pp.
- Klinker, E. et P. D. Sardeshmukh, 1992: The diagnosis of mechanical dissipation in the atmosphere from large-scale balance requirements. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 608-627.
- Kuo, H. L., 1974: Further studies on the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1232-1240.
- Laprise, R., 2008: Regional climate modelling. *J. Comput. Phys.*, **227**, 3641-3666.

- Laroche, S., P. Gauthier, J. St-James et J. Morneau, 1999 : Implementation of a 3D variational data assimilation system at the Canadian Meteorological Centre. Part II : The regional analysis. *Atmos.-Ocean*, **37**, 281-307.
- _____, P. Gauthier, M. Tanguay, S. Pellerin, et J. Morneau, 2005: Evaluation of the operational 4D-Var at the Meteorological Service of Canada. *Preprint of the 21st Conference on Numerical Weather Prediction*. 1-5 August, 2005, Washington, DC.
- _____, P. Gauthier, M. Tanguay, S. Pellerin et J. Morneau, 2007: Impact of the different components of 4D-Var on the global forecast system of the meteorological service of Canada. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 2355–2354.
- _____, et R. Sarrazin, 2010a: Impact study with observations assimilated over North America and the North Pacific Ocean on the MSC global forecast system. Part I: Contribution of radiosonde, aircraft and satellite data. *Atmos.-Ocean*, **48**, 10-25.
- _____, et R. Sarrazin, 2010b: Impact study with observations assimilated over North America and the North Pacific Ocean on the MSC global forecast system. Part II: Sensitivity experiments. *Atmos.-Ocean*, **48**, 26-38.
- Li, J. and H. W. Barker, 2005: A radiation algorithm with correlated k-distribution. Part I : local thermal equilibrium. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 286-309
- Lorenc A. C., 1981: A global three-dimensional multivariate statistical analysis scheme. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 701–721.
- Lynch, P., 1997: The Dolph–Chebyshev Window : A Simple Optimal Filter. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 655–660.
- Machenhauer, B., 1977: On the dynamics of gravity oscillations in a shallow water model, with application to normal mode initialization. *Contrib. Atmos. Phys.*, **50**, 253-271.
- Mailhot, J., and R. Benoit, 1982: A finite-element model of the atmospheric boundary layer suitable for use with numerical weather prediction models. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2249-2266.
- _____, S. Bélair, R. Benoit, B. Bilodeau, Y. Delage, L. Fillion, L. Garand, C. Girard et A. Tremblay, 1998: *Scientific Description of RPN Physics Library (Version 3.6)*. Recherche en Prévision Numérique, Service de l'environnement atmosphérique, Dorval (Québec).
- Murphy, J. M., D. M. H. Sexton, D. N. Barnett, G. S. Jones, M. J. Webb, M. Collins et D. A. Stainforth, 2004: Quantification of modelling uncertainties in a large ensemble of climate change simulations. *Nature*, **430**, 768–772.
- Navon, I. M. et D. M. Legler, 1987: Conjugate-gradient methods for large-scale minimization in meteorology. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1479–1502.
- Noilhan, J., et S. Planton, 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536-549.

- Riette, S. et D. Caya, 2002: Sensitivity of short simulations to the various parameters in the new CRCM spectral nudging. Research activities in Atmospheric and Oceanic Modelling, edited by H. Ritchie, WMO/TD - No 1105, Report No. 32 : 7.39-7.40.
- Rodwell, M. J. et T. N. Palmer, 2007: Using numerical weather prediction to assess climate models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 129–146
- _____, et T. Jung, 2008: Understanding the local and global impacts of model physics changes: An aerosol example. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 1479–1497
- Stainforth, D. A., T. Aina, C. Christensen, M. Collins, N. Faull, D. J. Frame, J. A. Kettleborough, S. Knight, A. Martin, J. M. Murphy, C. Piani, D. Sexton, L. A. Smith, R. A. Spicer, A. J. Thorpe et M. R. Allen, 2005: Uncertainty in predictions of the climate response to rising levels of greenhouse gases. *Nature* **433**, 403–406
- Sundqvist, H., 1978: A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **104**, 677-690.
- Talagrand, O. et P. Courtier, 1987: Variational assimilation of meteorological observations with the adjoint vorticity equation. I : Theory. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 1311-1328.
- Von Storch H, F. W. Zwiers, 1999: *Statistical analysis in climate research*. Cambridge University Press, Cambridge, 484 pp.
- Wilks, D. S., 2006: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, 2nd Edition*, Volume 59, International Geophysics Series, Academic Press, 627 pp.
- Zadra, A., D. Caya, J. Côté, B. Dugas, C. Jones, R. Laprise, K. Winger et L.-Ph Caron, 2008 : The next Canadian Regional Climate Model. *Physics in Canada* 64(2), Special Issue on Fast Computing, 75-83.